Die Tonmineralzusammensetzung in den Sedimenten der Niederhessischen Senke als Indikator festländischer Verwitterung und brackisch-mariner Tonmineralneubildung

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Georg-August-Universität zu Göttingen

vorgelegt
von
Dieter Bühmann
aus Blumenhagen

Göttingen 1974

Die Tonmineralzusammensetzung in den Sedimenten der Niederhessischen Senke als Indikator festländischer Verwitterung und brackisch-mariner Tonmineralneubildung

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Georg-August-Universität zu Göttingen

vorgelegt
von
Dieter Bühmann
aus Blumenhagen

Göttingen 1974

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

D 7
Referent: Professor Dr. H. Harder
Korreferent: Professor Dr. H. Martin
Tag der mündlichen Prüfung: 2. Mai 1974

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung	1
2. Geologische Übersicht	4
3. Methodischer Teil	8
3.1. Die Röntgendiffraktometrie	8
3.1.1. Die Peakhöhenverhältnisse (P%) des Gesamtgesteins aus Pulveraufnahmen	8
3.1.2. Die Flächenverhältnisse (F%) der Tonfraktion aus Texturaufnahmen	9
3.2. Zusätzliche Untersuchungsmethoden an smektitreichen Proben	12
3.2.1. Die Differential - Thermoanalyse	13
3.2.2. Die Infrarotspektroskopie	13
3.2.3. Die chemischen Analysenmethoden	15
4. Darstellung der Ergebnisse aus der Röntgendiffraktometrie	17
4.1. Die das Tertiär unterlagernden triassischen Gesteine	17
4.1.1. Unverwitterte triadische Sedimente	17
4.1.1.1. Der Buntsandstein	17
4.1.1.2. Der Muschelkalk	18
4.1.1.3. Der Keuper	19
4.1.2. Verwitterungsbildungen auf triassischen Gesteinen	19
4.1.2.1. Der Buntsandstein	19
4.1.2.2. Der Muschelkalk	22
4.1.2.3. Der Keuper	23

Seite

4.2. Tertiäre Sedimente der Niederhessischen Senke 23
4.2.1. Das Eozän (limnisch) 23
4.2.1.1. Die Kaolinvorherrschaft 23
4.2.1.2. Die Eisenanreicherungen 24
4.2.2. Das Oligozän 25
4.2.2.1. Der Melanienton (brackisch - marin) 25
4.2.2.2. Der Rupelton (marin) 27
4.2.2.3. Der Kasseler Meeressand 27
4.2.3. Das "Pliozän" - "Pleistozän" 28
5. Interpretation des mineralogischen Befundes 30
5.1. Triassische Gesteine 30
5.1.1. Der Buntsandstein 30
5.1.2. Das Röt 32
5.1.3. Der Muschelkalk 32
5.1.4. Der Keuper 33
5.1.5. Zusammenfassung 33
5.2. Die tertiären Ablagerungen Nordhessens 34
5.2.1. Die eozänen Sedimente (limnisch) 34
5.2.2. Der Melanienton (brackisch - marin) 35
5.2.2.1. Mögliche Gründe für einen Wechsel vom kaolinitisch zum smektitisch beherrschten Sedim. 35
5.2.2.2. Gründe für den Wechsel im Probenentnahmegebiet 37
5.2.3. Der Rupelton (marin) 40

Seite

6. Die Smektite des Probengebietes 42

6.1. Die Differential Thermoanalyse 42

6.2. Die Infrarotspektroskopie 43

6.3. Die chemische Analyse 44

6.4. Die Magnesium - Sättigung 48

7. Schlußbetrachtung 50

8. Zusammenfassung 52

9. Literaturverzeichnis 55

10. Verzeichnis der Anlagen (Tabellen und Abbildungen) 60

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41534919_0025

1. Einleitung

In der Tonmineralzusammensetzung der tertiären Sedimente vollzieht sich ein Wechsel in mehreren Regionen Europas, so im Pariser und Aquitanischen Becken, dem Rheintalgraben, dem Mainzer Becken und in der Niederhessischen Senke. Dort überwiegen in den eozänen Tonen und Sanden die Kaolinite, während in den oligozänen Schichten die Smektite vorherrschen. In Nordeuropa findet diese Änderung im Mineralbestand nicht statt. Im Londoner Becken, dem östlichen Hamphshire Becken, dem dänischen und dem norddeutschen Tertiär dagegen bleiben die Smektite stets die dominierende Mineralgruppe.

Welches sind die Gründe, die eine Vorherrschaft der Kaolinite oder Smektite bewirkten und was führte zu einer Änderung im Mineralbestand der tertiären Sedimente an der Wende vom Eozän zum Oligozän? Diesen Fragen soll in der vorliegenden Untersuchung nachgegangen werden, der Probenmaterial aus dem nördlichen Hessen und dem südlichen Niedersachsen zugrunde liegt. Dies scheint hierfür besonders geeignet, da es nicht nur das kaolinitisch oder smektitisch beherrschte Sediment, sondern auch den Übergang von dem einen zu dem anderen zeigt (Sittler 1965, Bühmann 1970). Ferner ist es geologisch und paläontologisch gut bearbeitet (Ritzkowski 1965, 1967, 1969). Außerdem wird mit dieser Arbeit eine Lücke in der tonmineralogischen Bestandsaufnahme verkleinert, da aus diesem Gebiet außer den oben genannten nur wenige derartige Untersuchungen vorliegen (Udluft 1951, Lippmann 1952).

Mit der genannten Problemstellung ist die Frage, wo sich die Tonminerale bilden, eng verbunden. Von den Kaoliniten weiß man aus Naturbeobachtungen, daß ihre Hauptmenge bei der festlandischen Verwitterung unter tropischem Klima entsteht. Es soll zum einen gezeigt werden, ob Verwitterungsprofile auf Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper, die zu eozaner Zeit etwa gleichartigen Verwitterungsbedingungen ausgesetzt waren, sich in Profilaufbau und Tonmineralbestand unterscheiden und zum anderen, ob Verwitterungsprodukte der unterschiedlichen mesozoischen Folgen in gleicher oder verschiedener Weise zur Sedimentation des tertiären Kaolinits beigetragen haben.

Um zu entscheiden, ob die große Menge an Smektit, die man in den tertiären Becken vorfindet, dorthin als Detritus vom Festland gelangte oder dort gebildet wurde, ist auch eine möglichst genaue Kenntnis der einen Ablagerungsraum umgebenden festländischen Gesteine erforderlich. Das sind für die Niederhessische Senke vor allem die triassischen Sande, Tone, Mergel und Kalke mit ihren prätertiären und tertiären Verwitterungsprodukten.

Der Detritus wird aber nicht nur durch die unterschiedliche Mineralzusammensetzung der Verwitterungsprodukte im Einzugsgebiet bestimmt, die vor allem durch Muttergestein und Klima geprägt werden, sondern auch durch das unterschiedliche Verhalten der Minerale auf dem Transportweg. Ferner kann das Ablagerungsmilieu einen Einfluß auf die Art der sich um- und neubildenden Minerale ausüben. Versuche, die Tonminerale unter Oberflächenbedingungen zu synthetisieren (Harder 1967, 1969, 1973, Linares u. Huertas

1970/71), haben gezeigt, daß sich Kaolinit im sauren und Montmorillonit im basischen pH - Bereich neubilden. Da nun das Tertiär im nördlichen Hessen und südlichen Niedersachsen aufgrund seines Fossilgehaltes in limnische, brackische und marine Schichten unterteilt werden kann, soll auch der Frage nachgegangen werden, ob und wieweit die Tonminerale für das Ablagerungsmilieu charakteristisch sein können. Doch vor allen Dingen soll versucht werden, die Gründe für das Auftreten von Smektit im Oligozän der Niederhessischen Senke zu finden.

2. Geologische Übersicht

Das Probenentnahmegebiet erstreckt sich in SW - NE - Richtung von Leidenhofen südlich Marburg bis Sudheim nördlich Göttingen über ca. 150 km in einer Breite von ca. 75 km. Es folgt einer Störungszone, die eine Verbindung zwischen Rheintalgraben und Leinetalgraben darstellt. Diese wird zur Mittelmeer - Mjösen - Zone gerechnet und als Hessische Senke bezeichnet.

Das Probenmaterial stammt aus der Niederhessischen Senke, die den nördlichsten Teil der Hessischen Senke darstellt, sowie aus den angrenzenden Gebieten. Ihre westliche Begrenzung ist durch das Rheinische Schiefergebirge gegeben, dessen vorspringendster Gebirgszug der Kellerwald ist. Die östliche Flanke wird vom Harz und den Ausläufern des Thüringer Waldes gebildet. Im Süden schiebt sich zwischen Mainzer Becken und Niederhessische Senke der jungtertiäre Basaltkegel des Vogelsberges.

Den prätertiären Untergrund im Bereich der Niederhessischen Senke bilden Sandsteine, Tonsteine, Mergel und Kalke des Buntsandsteins, Muschelkalks und Keupers, die vermutlich seit der Kreide, jedoch sicher während des Paläozäns bis zu ihrer Bedeckung durch jüngere, mitteleozäne Sedimente lateritischen Verwitterungsbedingungen ausgesetzt waren.

Der Beginn der tertiären Sedimentation in diesem Raum ist gekennzeichnet durch das mitteleozäne Borkener Hauptflöz, das teilweise die Basis - Sande und Tone oder aber weithin unmittelbar die triassischen Gesteine, vor allem

den Buntsandstein, überlagert. Über der Borkener Hauptflözgruppe liegt der sogenannte Weißblaue bzw. Feuerfeste Ton, eine limnische Bildung. Im nördlichen Vorland des Vogelsberges bildet die Ältere Sand - und Tonserie wahrscheinlich das zeitliche Äquivalent der Weißblauen Serie.

Im Hangenden folgt der Melanienton, der (Ritzkowski 1967) eine ständige Zunahme der Salinität von den älteren zu den jüngeren Schichten zeigt, die im limnisch oligohalinen Bereich beginnt und bis zum Brachyhalinikum (marin) führt. Der Melanientonkomplex ist zweigeteilt (Ritzkowski 1965, Gramann 1966). Die untere limnische Abteilung fällt durch dunkle, etwas kohlige Feinsande, feinschichtige Schluffe und kohlige Tone auf, während die obere brackisch - marine Abteilung vorwiegend aus grünen Tonen aufgebaut ist. Beide Abteilungen sind durch eine Mittelsand - bis Feinkieslage getrennt. Der höchste Teil des Melanientons ist von einer Rotfärbung betroffen, die im nördlichen Hessen weit verbreitet ist und als eine Bodenbildung unter subtropischem Klima gedeutet wird (Wortmann: s. Brosius u. Gramann 1959, Sittler 1965, Prof. Meyer, Göttingen, frdl. mdl. Mitt.). Gelegentlich ist über diesem Horizont eine Feinsandlage von 20 bis 40 cm Stärke zu finden. Die Faunenelemente brackisch - mariner Herkunft weisen eine Verbindung der Pechelbronner Schichten des Rheintalgrabens über den Melanienton der Hessischen Senke mit dem norddeutschen Unteroligozän hin, die wahrscheinlich durch nordgerichtete Brackwasservorstöße zu erklären ist.

Der vollmarine mitteloligozäne Rupelton überlagert diskordant die verschiedenen älteren Folgen. Diese diskordante

Auflagerung sowie die Bodenbildung im höchsten Melanienton beweisen eine prämitteleozäne Erosionsphase im nördlichen Hessen, die sich als das zeitliche Äquivalent der oberen Pechelbronner Schichten des Rheintalgrabens darstellen (Ritzkowski 1967). Alle Bearbeiter des Mitteloligozäns sind sich darin einig, daß im Rupelton - Meer eine Strömung von N nach S durch die Hessische Senke zog. Die allochtone Fauna (Sandschaler) weist infolge ihrer Herkunft aus der norddeutschen Kreide auf diesen südwärts gerichteten Sedimenttransport hin. Das höchste Mitteloligozän wird von einem marinen Ton, dem sog. Schleichsand, gebildet. Die in ihm befindlichen allochtonen Faunen aus dem westlichen Alpengebiet zeigen deutlich an, daß hier dagegen eine nordgerichtete Strömung herrschte.

Mit der Transgression des Kasseler Meeressandes wird das Oberoligozän eingeleitet. Das Meer dringt noch einmal nach S vor, bleibt jedoch in vollmariner Ausbildung auf das nördliche Hessen beschränkt. Die seit dem Melanienton ausgebildete Meeresverbindung zwischen N und S wird jetzt, etwa im Bereich des Vogelsberges und Knülls, bis auf einen schmalen Zugang zum Mainzer Becken eingeschränkt. Ein jüngerer, limnisch - fluviatiler Sand, der Putz- und Mauersand, findet sich unmittelbar im Liegenden des Basisflözes der Frielendorfer Gruppe, das in Ermanglung brauchbarer Fossilien zur Begrenzung des Oberoligozäns herangezogen wird. Im nördlichen Vorland des Vogelsberges wird das zeitliche Äquivalent als Jüngere Sand- und Tonserie bezeichnet.

Die Aussüßung des Beckens ist abgeschlossen mit dem

Auftreten der limnischen miozänen Sedimente, der oben genannten Frielendorfer Gruppe, die zugleich die jüngsten noch erhaltenen tertiären Ausbildungen im nördlichen Hessen und südlichen Niedersachsen sind. Darüber folgen Basalttuffe, Basalte und quartäre Ablagerungen.

In Ermanglung genauerer Datierungen wird die Bohrung Elbenberg 2 in einen "pliozänen" und "pleistozänen" Anteil unterschieden.

Aus der Anlage Nr. 1 ist die Lage der einzelnen Fundpunkte ersichtlich und aus den sich anschließenden Anlagen Nr. 2 und Nr. 3 die dazugehörige Stratigraphie.

3. Methodischer Teil

3.1. Die Röntgendiffraktometrie

Das Untersuchungsgebiet nördliches Hessen und südliches Niedersachsen stellt ein so großes Areal dar und weist bisher wenige Untersuchungsergebnisse auf, daß aufgrund von Untersuchungen an nur wenigen Proben eine für den gesamten Schichtkomplex gültige Aussage nicht erfolgen kann. Daher mußte eine Untersuchungsmethode gewählt werden, die es erlaubte, an einer größeren Probenzahl den qualitativen Mineralgehalt zu bestimmen sowie eine semiquantitative Abschätzung der beteiligten Komponenten zuzulassen. Dafür bot sich das Röntgendiffraktometer in Verbindung mit einem automatischen Probenwechsler an, das mir in großzügiger Weise am Geologischen Institut der Universität Strasbourg von Herrn Prof. Dr. Weber, dem Leiter der Sedimentologischen Abteilung, zur Verfügung gestellt wurde.

3.1.1. Die Peakhöhenverhaltnisse (P%) des Gesamtgesteins aus Pulveraufnahmen

An den ca. 800 in der vorliegenden Arbeit untersuchten Proben wurde der jeweilige Mineralbestand des Gesamtgesteins über ein Röntgendiffraktogramm eines Pulverpräparats ermittelt. Die Peakhöhe des stärksten Reflexes eines Minerals wurde ausgemessen, zu den anderen derselben Probe und in gleicher Weise ermittelten ins Verhältnis gesetzt

und die prozentualen Anteile (P%) der einzelnen Komponenten errechnet. Diese Ergebnisse sind in Anlage Nr. 5, Spalten 4 bis 13 und in Anlage Nr. 6 (Blockbild) zusammengefaßt. Die darin enthaltenen Angaben über die Tonminerale sind Näherungswerte.

3.1.2. Die Flächenverhältnisse (F%) der Tonfraktion aus Texturaufnahmen

Erfahrungsgemäß treten die Tonminerale in der kleiner 2 µ Fraktion, der Tonfraktion, konzentriert auf und Nicht - Tonminerale sind darin im allgemeinen nur in untergeordneter Menge oder garnicht vorhanden (Grimm, 1968; Jasmund, 1951). Zur qualitativen und vergleichenden Bestimmung des Tonmineralgehalts wurden die Basisreflexe herangezogen. Das machte eine gute Textur der Präparate erforderlich. Die gewünschten Texturpräparate erhielt man durch Aufstreichen der abzentrifugierten Tonfraktion auf Präparatträger aus Glas mit einem etwa 1 cm breiten und 0,5 mm tiefen Schlitz (Gibbs 1965). Von jeder Probe wurden vier Aufnahmen mit einem Müller - Mikro 111 (Cu_K Strahlung, Ni - Filter) unter Verwendung eines Geiger - Müller - Zählrohres der Fa. Philips und eines X - Y - Schreibers der Fa. Havelet - Paccard erstellt :

1. ohne Behandlung, lufttrocken
2. nach Sättigung mit Äthylenglykol (2 h bei 60 °C im Glykoldampf)
3. nach zweistündigem Erhitzen bei 500 °C
4. nach Sättigung mit Hydrazin (12 h im Hydrazindampf)

Aus dem Vergleich der vier Röntgendiffraktogramme untereinander lassen sich folgende Minerale bzw. Mineralgruppen sicher bestimmen (siehe Anlage Nr. 4) :

Als Kaolinit wird ein 7 Å Mineral bezeichnet, das nach Äthylenglykolbehandlung die Lage des (001) Reflexes nicht ändert, im Hydrazindampf auf 10,4 Å quillt (Range e.al. 1969) und durch Heizen auf 500 °C zerstört wird.

Fireclay ist ein 7 Å Mineral, das weder nach Glykol - noch nach Hydrazinbehandlung die Lage des Basisreflexes ändert.

Als Illit und Glimmer werden 10 Å Minerale angesprochen, deren Basisreflexe sich nach keiner der oben angeführten Behandlungsmethoden verlagern.

Unter dem Begriff Smektite werden 14 bis 15 Å Minerale zusammengefaßt, die nach Äthylenglykolsättigung auf 17 Å quellen und nach Erhitzen einen 10 Å Reflex aufweisen. Einzelne Glieder dieser Smektit - Gruppe lassen sich nach Ablösung der Eisenoxyde und -hydroxyde, anschließender Mg - Sättigung (24 stündiges Schütteln der Proben in 1 n $MgCl_2$-Lösung) und Erhitzen der Präparate im Äthylenglykoldampf (2 h bei 60 °C) bzw. Glyzerindampf (2 h bei 100 °C) unterscheiden :

a) Montmorillonite quellen nach Glykol - und Glycerolbehandlung auf 17 Å.

b) Beidellite quellen nur im Glykoldampf auf 17 Å und durch Glyceroldampf wird die Lage des Basisreflexes bei 14 bis 15 Å nicht verändert.

Chlorit zeigt Basalreflexe bei 14 und 7 Å, die sich nach

keiner der angegebenen Behandlungsmethoden verschieben.

Daneben erscheinen Wechsellagerungsminerale (z.B. Corrensit), die sich an der intermediären Lage der Basisreflexe und dem großen Å - Wert des 001 Reflexes erkennen lassen.

Zur Errechnung der prozentualen Flächenanteile (F%) der einzelnen Tonkomponenten wurden die Peakhöhen der Basisreflexe (001) mit den dazugehörigen Halbwertsbreiten der glykolgesättigten Texturpräparate herangezogen. Lediglich zur Unterscheidung der Flächenverhältnisse der Minerale Kaolinit, Fireclay und Chlorit wurden ergänzend die Flächen der 7 Å Reflexe aus den Hydrazinkurven mit berücksichtigt. Die 7 $Å_{(Hyd.)}$ Fläche beinhaltet Chlorit und Fireclay und ist zur Bestimmung der Kaolinitfläche von der 7 $Å_{(Gly.)}$ Fläche abzuziehen. Eine Zusammenfassung der so erhaltenen Ergebnisse ist in Anlage Nr. 5 , Spalten 19 bis 27 und in Anlage Nr. 6 (Blockbild) dargestellt.

Die aus den Röntgendiffraktogrammen erhaltenen Daten sind semiquantitativ. Die angegebenen Werte für die einzelnen Minerale sind gute Vergleichswerte. So empfiehlt Biscaye (1964) zur quantitativen Bestimmung der Tonminerale die 001 Fläche des Illits als 1 anzunehmen und die des Kaolinits durch zwei sowie des Montmorillonits durch vier zu teilen und danach die Werte auf 100 zu beziehen. Das mag bei einer gegebenen Mineralzusammensetzung idealer Minerale stimmen, doch meistens hat man es mit schlechter ausgebildeten Kristallen zu tun, sodaß nach Ausführung der Korrektur nach Biscaye, z.B. die Smektite möglicherweise

stark unterbewertet würden. Da es schwierig ist, in jedem Fall die richtigen Korrekturfaktoren zu finden, wurde ganz auf sie verzichtet. Es stellen die angegebenen Prozentwerte für die Tonfraktion Flächenverhältnisse (F%) und für das Gesamtgestein Peakhöhenverhältnisse (P%) der beteiligten Komponenten dar und keine Gewichtsprozente (G%), obwohl sie von ihnen nicht immer weit entfernt sein müssen.

Die Ergebnisse aus den Diffraktogrammen des Gesamtgesteins und der Tonfraktion (Peakhöhe beim Gesamtgestein bzw. Peakhöhe mal Halbwertsbreite bei der Tonfraktion) wurden auf Lochkarten gespeichert und in der EDV - Anlage der Gesellschaft für wissenschaftliche Datenverarbeitung mbH Göttingen nach einem Programm verarbeitet, das mir in dankenswerter Weise Herr Dr. Miehe vom Kristallographischen Institut der Universität Göttingen erstellte.

3.2. Zusätzliche Untersuchungsmethoden an smektitreichen Proben

Die Klärung der Herkunft der oligozänen Smektite der Niederhessischen Senke bildet den Schwerpunkt dieser Arbeit. Eine röntgenographische Unterscheidung einzelner Gruppen ist manchmal schlecht, häufig garnicht möglich. Diese Minerale haben gleichen Strukturaufbau, unterscheiden sich aber in ihrer chemischen Zusammensetzung. Ein isomorpher Ersatz sowohl in der Oktaeder - als auch in der Tetraederschicht verursacht ein Ladungsdefizit, das durch austauschbare

Kationen ausgeglichen wird. Mit dem Ziel, weitere Charakteristika der Smektite des Probengebietes zu gewinnen, wurden deshalb an der kleiner 2 µ Fraktion von 20 sehr smektitreichen Proben (ca. 80 M%) zusätzliche Untersuchungsmethoden angewandt.

3.2.1. Die Differential - Thermoanalyse (DTA)

Für die Differential - Thermoanalyse stand die DTA - Universial 250 der Fa. Hartmann und Braun zur Verfügung. Ein Nickelblock diente als Probenträger und die Thermoelemente bestanden aus Pt - Pt(90)/Rh(10). Als inerte Substanz wurde Al_2O_3 verwendet. Die Probenmenge betrug immer 100 mg. Ofenatmosphäre : Luft. Die Erhitzungsgeschwindigkeit lag in allen Aufnahmen bei 10 ^{o}C/min. Als Registriereinrichtung diente ein elektronischer Kompensations - Punktschreiber.

Die DTA Kurven liefern Hinweise auf die Reaktionstemperaturen sowie die Heftigkeit endothermer und exothermer Umwandlungen der Minerale.

3.2.2. Die Infrarotspektroskopie (IR)

Die infrarotspektroskopischen Messungen wurden an einem IR Spektrometer Modell 457 der Fa. Perkin Elmar durchgeführt. Zur Vorbereitung der Probe wurden 5 mg Substanz mit 995 mg KBr gemischt und von 200 mg dieser Mischung Pillen

gepresst.

Die in den Bereichen zwischen 3750 - 3500 cm^{-1} und 1300 - 400 cm^{-1} liegenden Infrarotbanden eignen sich zur Identifizierung und Charakterisierung der Tonminerale. So macht sich z.B. die Substitution von Al^{3+} durch Fe^{3+} in Montmorilloniten und Beidelliten an einer Erniedrigung der OH Valenzschwingung von 3630 cm^{-1} in Al - reichen Varietäten auf 3560 cm^{-1} in Nontroniten bemerkbar (Farmer 1968).

Die Ausbildung der Absorptionsbanden in der Region 1150 - 960 cm^{-1} läßt Rückschlüsse auf die Substitution von Si durch Al zu. Die unterhalb 960 cm^{-1} auftretenden Deformationsschwingungen lassen u.a. die unterschiedliche Kationenbesetzung der Oktaeder erkennen. Für eine Auswahl der Smektite gilt folgende Zuordnung (Farmer und Russel 1964):

Beidellit	942 cm^{-1}		
Montmorillonit	920 - 915 cm^{-1}	AlAl OH	
	870 cm^{-1}	Fe^{3+}Al OH	
	850 cm^{-1}	MgAl OH	
Nontronit	848 cm^{-1}		(sehr schwach)
	818 cm^{-1}	$Fe^{3+}Fe^{3+}$ OH	

Die Banden kleiner 600 cm^{-1} in Silikatstrukturen und hier speziell bei den Tonmineralen , kommen aufgrund von Deformationsschwingungen innerhalb der SiO_4 Tetraeder zustande. Für Montmorillonit und Illit macht sich der Einfluß der Oktaederkationen Besetzung (Al^{3+}, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mg^{2+}) bemerkbar, indem es zu Frequenzverschiebungen kommt. Bei 450 - 430 cm^{-1} zeigt Nontronit eine starke Absorptionsbande, die auch bei den Montmorilloniten auftreten kann und umso starker ist, je mehr Fe^{3+} in Oktaederposition eingebaut ist.

Nach einer von Flehmig und Kurze (1973) vorgeschlagenen quantitativen infrarotspektroskopischen Phasenanalyse von Mineralgemengen konnten für die Tonfraktion der 20 smektitreichen Proben die Gewichtsprozente für Quarz, Kaolinit, Chlorit und die Dreischichtminerale (Illit + Smektit) ermittelt werden, die in Anlage Nr. 20, Spalten 30 bis 34 dargestellt sind.

3.2.3. Die chemischen Analysenmethoden

Die Hauptkomponenten (Si, Al, Mg, Ca, Fe^{3+}, Fe^{2+}, Mn, Ti, Na, K) wurden mittels verschiedener chemischer Analysenmethoden quantitativ erfaßt:

Nach einem Flußsäure - Perchlorsäure - Aufschluß wurden K und Mg mit der Atomabsorption (AAS Zeiss) und das Gesamteisen als FeO (Phenanthrolin - Methode) mit dem Spektralphotometer (Zeiss) gemessen. Die Bestimmung des zweiwertigen Eisens erfolgte über den Flußsäure - Schwefelsäure - Aufschluß titrimetrisch nach visueller Indikation. Die Einzelheiten dieser naßchemischen Methoden sind in dem Manuskript von Hermann (1971) angegeben.

Die bereits erwähnten Elemente wurden ferner gemeinsam mit den Elementen Si, Al, Ca, Mn, Ti und Na mit einem Quantometer vom Typ SOFICA am Institut für Sedimentologie der Universität Strasbourg unter Leitung von Dr. Besnus in dankenswerter Weise in einem Routineverfahren bestimmt. Einzelheiten der Methode werden von Ataman und Besnus (1965)

beschrieben. Es ergab sich eine gute Übereinstimmung der quantometrisch und naßchemisch erhaltenen Analysenergebnisse.

An vier Proben (69116, 69136, 70015, 70303) erfolgte nach der Natrium - Dithionit - Citrat - Bikarbonat Methode (Mehra und Jackson 1960) die Ablösung der Eisenoxyde und -hydroxyde und anschließend die Bestimmung des in Lösung befindlichen Eisens.

Die Ergebnisse der chemischen Analysen liegen in Anlage Nr. 20, Spalten 17 bis 26, als Prozentgehalte der jeweiligen Oxydverbindung vor. Sie sind in gleicher Tabelle den röntgenographisch - phasenanalytischen Daten (Spalten 4 bis 16) und den quantitativen Ergebnissen der Infrarotspektroskopie (Spalten 30 bis 34) gegenübergestellt. Letztere erfuhren durch die aus der chemischen Analyse gewonnenen K_2O Gehalte eine Ergänzung: K_2O Werte größer als 1% wurden auf Illit bezogen, für den nach Larqué (1969) ein Mittelwert von 6,8 % K_2O angenommen wurde, der sich aus 68 chemischen Analysen sedimentärer Illite ergab.

4. Darstellung der Ergebnisse aus der Röntgendiffraktometrie

4.1. Die das Tertiär unterlagernden triassischen Gesteine

4.1.1. Unverwitterte triadische Sedimente

4.1.1.1. Der Buntsandstein in den Bohrungen Völkershain (su, smV), Beberbeck (smD, smH), Elgershausen (smS), Fritzlar (so), Kassel - Plettenkoferstraße (so), Schwabenrod (so) und Werkel (so) sowie dem Straßenanschnitt bei Sudheim (so)

a) Der untere Buntsandstein aus der Bohrung Völkershain hat eine mittlere Zusammensetzung, die recht gut mit dem in Anlage Nr. 5 angegebenen Mittelwert aller untersuchten Proben des su und sm übereinstimmt. Lediglich in der Tonfraktion fallen die etwas höheren Kaolinit - und niedrigeren Smektitwerte auf.

b) An den hier untersuchten Proben des mittleren Buntsandsteins (Beberbeck Anlage Nr.7) drücken sich die Übergänge von einer älteren zu einer jüngeren Serie in einem Ansteigen des Quarz - und Smektitgehaltes aus. Im Verlauf einer Folge nehmen beide zum Hangenden wieder ab, das Sediment wird ton - und illitreicher. Dieser Wechsel wiederholt sich mehrmals. Vom Liegenden zum Hangenden ist in der Bohrung Beberbeck neben dieser zyklischen Abnahme des Quarzes auch eine Verringerung insgesamt festzustellen, die mit einer Verminderung des Smektits und einer Zunahme der Glimmer in der Tonfraktion verbunden ist. In den tonigen Schichten des smS der Bohrung Elgershausen deuten sich Mineralverhältnisse

an, wie sie später (s.u.) für das Röt (so) charakteristisch sind.

c) Von den sehr ähnlichen Gliedern des unteren und mittleren Buntsandsteins unterscheidet sich der obere, das Röt, wesentlich. Im Gesamtgestein tritt der Quarz mengenmäßig zurück, der Dolomit vergrößert seinen Anteil und Gips erscheint. Illit bildet in der Tonfraktion im Mittelwert den Hauptanteil. Daneben treten Chlorit, Chlorit - swelling Chlorit - Wechsellagerungen mit größtenteils regelmäßigem Aufbau (Corrensit), Smektit und Kaolinit auf. Alle fünf Tonminerale erscheinen aber nie gleichzeitig in einer Probe, sondern höchstens drei von ihnen. Es wurden folgende Tonmineralvergesellschaftungen gefunden:

1) Illit + Chlorit + - + - + -
2) Illit + Chlorit + Corrensit + - + -
3) Illit + Chlorit + - + Smektit + -
4) Illit + - + - + Smektit + Kaolinit

Die Mineralvergesellschaftung Illit + Smektit + Kaolinit trat nur in Schwabenrod (Anlage Nr. 9) auf. Da außerdem nur an dieser Stelle die Röttone in karbonatfreier Ausbildung vorliegen, läßt sich hier ein Verwitterungseinfluß nicht mit Sicherheit ausschließen, der das Fehlen von Chlorit und das Auftreten von Kaolinit bewirkt haben könnte.

4.1.1.2. Der Muschelkalk aus dem Straßeneinschnitt bei Hardegsen und der Bohrung Mardorf 9a

Der Muschelkalk bei Hardegsen unterscheidet sich in

seinem Gesamtgestein vom Röt durch höhere Karbonat- und geringere Quarzgehalte. Auffallig ist hier, daß die einzelnen Folgen (Gliederung nach Ritzkowski, frdl. mdl. Mitt.) sich auch tonmineralogisch unterscheiden lassen. Im mu und mo_1 sind Illit und Chlorit vergesellschaftet, während im mm und mo_2 Illit gemeinsam mit Corrensit auftritt.

Die Bohrung Mardorf 9a trifft unverwitterten unteren Muschelkalk an, der die gleiche Tonmineralassoziation zeigt wie der mu bei Hardegsen: Illit, Chlorit und Spuren eines smektitischen Wechsellagerungsminerals.

4.1.1.3. Der Keuper in den Bohrungen 11/70 und 6/71 bei Großalmerode

In den beiden Keuperprofilen aus den Bohrungen bei Großalmerode (Anlage Nr. 13) treten gegenüber dem Muschelkalk im Gesamtgestein die Karbonate geringfügig zurück. In der Tonfraktion verringert sich der Glimmeranteil auf Kosten von Smektit und vor allem smektitischer Wechsellagerungen. Daneben erscheint Chlorit.

4.1.2. Verwitterungsbildungen auf triassischen Gesteinen

4.1.2.1. Der Buntsandstein

Der mittlere Buntsandstein aus den Bohrungen Beberbeck und Dreihausen, der Sandgrube bei Homberg, einer Baugrube in Kassel - Süd und aus der Sandgrube an der Straße Treysa Wasenberg und der obere Buntsandstein (Röt) in den Bohrunge

Schwabenrod F/62 und Werkel 31/70

a) Da von den oben genannten Verwitterungsprofilen auf mittlerem Buntsandstein das aus der Bohrung Beberbeck (Anlage Nr. 7) den beginnenden Verwitterungseinfluß zeigt, soll zunachst hierauf eingegangen werden. Dieser Einfluß macht sich hier zuerst am Verschwinden der Chlorite und dann am Fehlen der Smektite bemerkbar. Auf Kosten der vorhandenen Tonminerale und der Feldspäte bildet sich der Kaolinit, der im Hangenden dieses Profiles in Fireclay überzugehen beginnt. Daneben tritt nur noch die dioktaedrische Form des Illits mit Werten um 20 F% auf.

Die höchsten Teile eines Buntsandstein - Verwitterungsprofiles waren in einer Baugrube in Kassel - Süd aufgeschlossen. Dort konnte in sandig - quarzitischen Lagen 10 F% Illit, 20 F% Fireclay und 70 F% Kaolinit angetroffen werden. Dagegen zeigten tonige Partien neben 30 F% Illit geringe Kaolinit - und hohe Fireclaygehalte. Letztere sind mit 70 F% wahrscheinlich zu hoch angegeben, da hier eine Rotfärbung vorliegt und eine Quellung des Kaolinits nach Hydrazinbehandlung möglicherweise verhindert wird. Ähnlich wie das für Smektite der Fall ist, die nach Glykolsättigung nicht quellen, wenn sich in ihren Zwischenschichtlagen Eisenhydroxide befinden (Carstea e.al. 1970). Es könnte daher hier auch mit geringen Mengen an Kaolinit neben Fireclay gerechnet werden.

In dem Probenmaterial der Wasserbohrung Dreihausen liegt verwitterter Bauerbacher Sandstein (smS) vor, mit relativ sehr hohen Quarzgehalten, meistens nahe 100 F% in dem

Gesamtgestein, sowie wenig Kaolinit (einige P%) und noch weniger Illit. Die kleiner 2 µ Fraktion weist nur die Minerale Kaolinit (50 bis 80 F%), Fireclay (bis 30 F%) und Illit (10 bis 50 F%) auf.

Ebenfalls Bauerbacher Sandstein liegt als Einzelprobe aus einer Sandgrube bei Homberg vor mit Werten von 87 P% Quarz und 13 P% Kaolinit im Gesamtgestein sowie von 80 F% Kaolinit, 8 F% Fireclay und 12 F% Illit in der Tonfraktion.

Der Buntsandstein unter "oberpliozänem" Schotter an der Straße Treysa - Wasenberg entstammt dem Bereich der Verwitterung, in dem die Feldspäte noch nicht ganz verschwunden sind. Sie erreichen in sandigen Lagen bis zu 20 P% des Gesamtgesteins. Die Illite sind in tonigen Lagen noch bis zu knapp 20 P% vertreten und können in der < 2µ Fraktion sogar bis zu 90 F% ausmachen. Daneben erscheinen in der Tonfraktion Fireclay in geringen Spuren und Kaolinit, dessen Gehalte zwischen 10 F% (tonige Lagen) und 70 F% (sandige Lage) schwanken.

b) Die Verwitterung des Röt macht sich in der Bohrung Schwabenrod F/62 (Anlage Nr. 9) am Verschwinden des Chlorits und dem von da ab zum Hangenden starker werdenen Auftreten des Kaolinits bemerkbar. Das gleiche gilt für Werkel 31/70 (Anlage Nr. 8), nur daß man dort zusätzlich vor der Umbildung der Tonminerale eine Entkalkung feststellen kann. In ihren höchsten noch ausgebildeten Partien werden für Schwabenrod 80 F% Kaolinit + Fireclay und 20 F% Illit festgestellt und für Werkel 50 F% Kaolinit, 15 F% Fireclay und 35 F% Illit. Das Gesamtgestein weist neben den Ton-

mineralen in Schwabenrod 80 P% und in Werkel 50 P% Quarz auf.

4.1.2.2. Der Muschelkalk

Die Verwitterung des Muschelkalks in den Bohrungen Großalmerode 1/68, Mardorf 9a und 9e sowie dem Schurf Gombeth

Das Probenmaterial der Profile Großalmerode (Anlage Nr. 12) und Gombeth (Anlage Nr. 10) ist bereits mehr oder weniger stark verwittert. Das frische Gestein wurde nicht angetroffen. In den Proben mit dem geringsten Verwitterungseinfluß tritt im Gesamtgestein neben ca. 90 P% Calcit nur wenig Quarz und noch weniger Ton auf. Die Tonfraktion derselben Proben setzt sich zusammen aus ca. 50 bis 80 F% Illit, 10 bis 40 F% Kaolinit, einem smektitischen Wechsellagerungsmineral um 10 F% und Spuren von Fireclay.

In der Bohrung Mardorf 9a liegt über dem unverwitterten Muschelkalk ein 50 cm mächtiges Tonpaket, in dessen Liegendem Illit gegenüber Kaolinit vorherrscht und in dessen Hangendem das Gegenteil der Fall ist. Darüber finden sich 20 cm Bohnerz, das von eozänen Tonen überlagert wird.

Ein weiteres 40 cm mächtiges Bohnerz ist in der Bohrung Mardorf 9e anzutreffen. Hier wird der Muschelkalk von einem Fireclay - reichen Ton bedeckt, der an seiner Basis Quarz - reich und zum Hangenden Quarz - frei ausgebildet ist. Mit dem Verschwinden des Quarzes geht das Auftreten der ersten Pisolite des Bohnerzes einher. Das Erz wird von einem eozänen Sand überlagert. Zur Veranschaulichung siehe Profil

Anlage Nr. 11.

4.1.2.3. Der Keuper

Verwitterter Keuper aus der Bohrung 11/70 bei Großalmerode

In der Keuperbohrung bei Großalmerode (Anlage Nr. 13) geht mit dem Verschwinden der Karbonate im Verwitterungsprofil eine Änderung im Tonmineralbestand einher: Chlorit und Smektit nehmen mengenmäßig stark ab und verschwinden schließlich ganz. An ihre Stelle tritt der Kaolinit, der sich auch noch auf Kosten des Illits bildet. Die Proben nahe der Tertiärbasis weisen Kaolinit und Illit zu etwa gleichen Teilen auf.

4.2. Tertiäre Sedimente der Niederhessischen Senke

4.2.1. Das Eozän (limnisch)

4.2.1.1. Die Kaolinvorherrschaft

Das Eozän ist gekennzeichnet durch hohe Quarzgehalte in der Gesamtprobe. Zwei Drittel (100) der untersuchten Proben weisen Quarzgehalte auf, die größer als der Mittelwert von 78P% oder ihm gleich sind. In einigen Eisenanreicherungen sowie in tonigen Lagen, in deren Nähe quarzarme triassische Gesteine anstehen, fallen die Gehalte auf Werte um 50 P% ab. Dann tritt der Kaolinit im Gesamtgestein

stärker in den Vordergrund. Der Illit und vor allem die Smektite und Wechsellagerungen spielen eine untergeordnete Rolle. Es fehlen völlig einige Minerale der unterlagernden triassischen Gesteine, die Karbonate und die Chlorite.

Betrachtet man die Tonfraktion, so dominieren die Minerale der Kaolinit - und Fireclaygruppe. Drei Viertel aller eozänen Proben haben einen Kaolinithehalt, der größer als der Mittelwert von 78F% ist. Es gibt nur wenige Ausnahmen in unmittelbarer Nähe der Tertiärbasis, die Illitgehalte um 50 F% zulassen. Gelegentlich treten Spuren smektitischer Wechsellagerungen auf, die Werte um 10 F% nur in zwei Proben aus Kassel sowie einer Probe auf einem Bohnerz (Mardorf Brg. 9a) überschreiten.

4.2.1.2. Die Eisenanreicherungen

Eisenoxide und - hydroxide findet man im Schurf Gombeth (Anlage Nr. 10) als Krustenmaterial angereichert. Sie liegen etwa einen halben Meter über der Tertiärbasis, die Muschelkalk überlagert, eingebettet in Kaolintone mit hohem Fireclayanteil. Die Tonfraktion weist daneben noch 20 bis 30 F% Illit auf. Der Liegendton ist ähnlich ausgebildet wie der soeben beschriebene und der Hangendton unterscheidet sich davon durch höheren Quarzgehalt und geringeres Auftreten von Illit in der Tonfraktion. Das Eisen tritt als Hämatit, doch vor allem als Goethit auf. Letzterer kann fast rein in einer Probe vorliegen, während Hämatit nie mehr als ein Viertel einer Probe ausmacht, die dann zu einem weiteren Viertel aus Kaolinit und zur Hälfte aus

Quarz bestehen kann. Hämatit und Goethit kamen in den untersuchten Proben nur dann zusammen vor, wenn keines der beiden Minerale die 5 P% Grenze überstieg.

Die Bohrungen Werkel 1 + 2 treffen eine prämitteleozäne Feinsandserie an, die in ihren rot und gelb gefärbten Partien amorphe Eisenhydroxide sowie die instabile Modifikation Lepidokrokit enthält, der nur im Röntgendiffraktogramm der $< 2\,\mu$ Fraktion nachzuweisen ist. Auffällig ist das Vorherrschen der Silt - und Tonpartikel, die Fraktion $> 63\,\mu$ ist kaum vertreten.

Ferner ist das Eisen als pisolitisches Erz, als sog. Bohnerz, angereichert. In den Bohrungen Mardorf 9a und 9e befand es sich auf Kaoliniten, die Muschelkalk überlagerten (Vergleiche 4.1.2.2. und Anlage Nr. 11)

4.2.2. Das Oligozän

4.2.2.1. Der Melanienton (brackisch → marin)

In einigen Fällen drückt sich der Übergang vom Eozän zum Oligozan in einer Anderung der Korngrößen aus derart, daß tonige Partien sandige überlagern. In diesen Fällen ist die Grenze auch optisch warnehmbar. In allen Profilen vollzieht sich aber im unteren Oligozan mit Beginn des Melanientons eine charakteristische Anderung in der Tonmineralzusammensetzung zugunsten der Dreischichtminerale, vor allem der Smektite. Das wird für Hessen 1965 von Sittler angezeigt und 1970 vom Autor in einigen Profilen, u.a. in Borken (Anlage Nr. 14) im Detail dargestellt und kann in der

vorliegenden Arbeit erneut bestätigt werden: Die Smektite treten jetzt verstärkt auf und die Kaolinite stark zurück. Liegt die Grenze Eozän - Oligozän, die von der Fauna markiert wird, in einer tonigen Serie (Borken, Ziegenhain), so fällt mit der Ablösung der limnischen durch die brackische Fauna immer eine Änderung der Tonmineralzusammensetzung zugunsten der Smektite oder auch Illite auf Kosten der Kaolinite zusammen. Jede erneute Zu - bzw. Abnahme der brackischen Fauna ist mit einem An - bzw. Absteigen des Smektitgehaltes verbunden, was in der Bohrung Strafanstalt Ziegenhain 1937 am deutlichsten hervortritt. In den jüngeren marinen Horizonten des unteren Oligozäns haben sich die Tonmineralverhältnisse auf ca. 75 P% Smektit zu ca. 25 P% Kaolinit und Illit zu etwa gleichen Teilen eingespielt.

Der Melanienton weist auch in seinem Gesamtgestein gegenüber dem Eozän eine merkliche Veränderung auf. Es erscheint Calcit, der mit Gehalten bis zu 90 P% vertreten sein kann. Vereinzelt tritt in Borken auch noch Gips auf mit Werten bis zu 30 P%.

Eine besondere Ausbildung zeigt der Melanienton in einer Tongrube nördlich der Straße Homberg - Maulbach. Hier findet sich in den für das Unteroligozän charakteristischen smektitreichen Tonen eine eisenreiche Lage, die an der Grenze zu den Tonen vor allem aus Goethit besteht, in ihrem Mittelteil aber ausschließlich aus röntgenamorphen Eisenhydroxiden aufgebaut ist.

4.2.2.2. Der Rupelton (marin)

Der Rupelton weist ebenso wie der Melanienton vom Liegenden zum Hangenden eine Veränderung im Mineralbestand auf. An der Basis des unteren Rupeltons liegt ein Kaolinit : Illit Flächenverhältnis vor von etwa 1 : 1 (Kassel - Waldau und Kassel - Niederzwehren). Die Smektite sind nur schwach vertreten oder fehlen ganz. Zum Hangenden vollzieht sich eine ständige Abnahme des Illits und vor allem des Kaolinits, so daß schließlich im oberen Rupel (Ks - Waldau) der Smektit mit Werten um 80 F% gegenüber Illit um 10 F% und Kaolinit kleiner 10 F% dominiert.

Im Gesamtgestein ist ebenfalls eine auffällige Änderung von den älteren zu den jüngeren Schichten des Rupeltons festzustellen, das Probenmaterial wird karbonatreicher. Jede der Tonkomponenten ist im Gesamtgestein nur untergeordnet vertreten. Gips kommt in Borken im Liegenden dieser Serie in zwei Proben vor. Bemerkenswert ist das Auftreten von Feldspat, vor allem im oberen Rupelton, mit Anteilen kleiner als 10 F% an der Gesamtfraktion.

4.2.2.3. Der Kasseler Meeressand

Das obere Oligozän, obwohl hier als Kasseler Meeressand bezeichnet, stellt sich in den wenigen untersuchten Proben als marines toniges Sediment vor. Es zeigt nahe seiner Basis in Borken und Kassel noch das Überwiegen der Smektite, die ca. 60 F% der Tonfraktion ausmachen. Jedoch in seinem Liegenden in Großalmerode 11/70 und in den Pro-

ben aus Glimmerode ist der Smektit auf Werte von 10 bis 20 F% zurückgetreten. Dort ist der Illit jetzt das vorherrschende Mineral, der mit 50 bis 75 F% an der Tonfraktion beteiligt ist. Gegenüber dem Rupelton hat der Kaolinit im Kasseler Meeressand seinen Anteil auf 20 bis 30 F% vergrößert. Er erreicht in zwei Proben (Großalmerode 11/70) unterhalb des Flözes III sogar Werte von 40 bzw. 80 F%. Die dazugehörigen Smektitgehalte betragen 50 bzw. 0 F% und die entsprechenden Illitanteile 10 F%. Eine Probe aus dem Hangenden der Kohle, Flöz III, aus Stellberg, die der Frielendorfer Gruppe und möglicherweise schon dem Miozän angehört, führt in ihrer Tonfraktion nur Kaolinit und Illit mit Werten von 40 bzw. 60 F%.

Zum Gesamtgestein ist zu bemerken, daß in ihm Quarz stets vorherrscht mit Werten von 50 bis 90 P%. Calcit tritt nur in Glimmerode auf (10 bis 50 P%) .Beachtenswert ist ferner das Vorhandensein von Gips in den meisten Proben.

4.2.3. Das "Pliozän" - "Pleistozän"

Die jüngsten untersuchten Proben aus der Bohrung Elbenberg 2 sind stratigraphisch nicht sicher an der Wende Pliozän - Pleistozän einzuordnen. Das feinsandige Sediment zeigt einen Wechsel von hellen und dunklen millimeterstarken Lagen, deren dunkle Färbung wahrscheinlich auf einer Zunahme an organischer Substanz beruht. Ein Wechsel in der Korngrößen - oder Tonmineralzusammensetzung von einer

Lage zur anderen ist kaum feststellbar.

In der Tonfraktion des liegenden Profilabschnittes sind Smektit mit ca. 60 F%, Illit und Kaolinit mit je ca. 20 F% und Chlorit nur andeutungsweise, nach Aussage der glykolgesättigten Präparate, vertreten. Die Diagramme nach Hydrazinsättigung der Proben zeigen dagegen vom Liegenden zum Hangenden eine Abnahme des Smektitgehaltes und eine Zunahme des Kaolinit - und Illitgehaltes an. In zwei Proben tritt Smektit in einer Wechsellagerung mit Kaolinit (Argile X) auf und erscheint im Hangenden in einer Wechsellagerung mit Chlorit, dessen smektitischer Anteil sich zu den jüngeren Schichten hin verringert. Die soeben erwähnten Proben weisen außerdem Lepidokrokit auf.

5. Interpretation des mineralogischen Befundes

5.1. Triassische Gesteine

5.1.1. Der Buntsandstein

Die Ähnlichkeit des unteren und mittleren Buntsandsteins erlaubt es, eine Interpretation des mineralogischen Befundes allein an der Bohrung Beberbeck (Anlage Nr. 7) zu geben, die 275 m mittleren Buntsandstein durchteuft:

- 48,6 m smS
- 167,9 m smH
- 275,0 m smD (Endteufe)

Das Auftreten von Kaolinit bis zu einer Tiefe von ca. 80 m, verbunden mit einer sichtbaren Bleichung des Gesteins, ist auf den Einfluß der tertiären und prätertiären Verwitterung zurückzuführen. Diese Bleichung kann auch jünger als mitteleozän sein, da der Buntsandstein wahrscheinlich von Sedimenten chattischen Alters überlagert wird.

Die Verhältnisse der Tonminerale: Chlorit - Illit - Smektit - Kaolinit sind aus den Viereckdiagrammen (Anlagen Nr 15 und 16) ersichtlich. Bei der Betrachtung der Tonmineralverhältnisse und der Korngrößenverteilung des Gesamtgesteins (Anlage Nr. 15) fällt auf, daß

1. die Sande entweder hohe Kaolinit - oder hohe Smektitanteile aufweisen
2. die Tone hauptsächlich aus Illit bestehen

3. die meisten Proben nur aus zwei Komponenten zusammengesetzt sind, entweder aus Kaolinit und Illit oder aus Smektit und Illit, und daß nur wenige Proben die drei Minerale Kaolinit Illit und Smektit zu gleichen Teilen enthalten.

Aus der Darstellung der Tonmineralverhaltnisse und der Stratigraphie der Proben (Anlage Nr. 16) geht hervor, daß

1. die Tone, die nur die beiden Komponenten Kaolinit und Illit enthalten, der Sollingfolge und der Übergangsschicht Hardegsen - Sollingfolge zuzuordnen sind
2. die Proben, die Kaolinit, Smektit und Illit gemeinsam enthalten - mit Ausnahme zweier Proben - der Hardegsen$_4$ - Folge angehören
3. alle tieferen Proben, die den Folgen smH$_3$, smH$_2$, smH$_1$ und smD zuzuordnen sind - mit Ausnahme zweier Proben - keinen Kaolinit enthalten sondern Chlorit, unabhängig davon, ob sie aus Sanden oder Tonen stammen.
4. die Ausgangsmineralzusammensetzung unter dem Einfluß der Verwitterung zugunsten des Kaolinits verändert worden ist.

Der in den Sandsteinen, d.h. in den Gesteinen mit der größeren Durchlassigkeit , auftretende Smektit kann möglicherweise als erstes Anzeichen für eine Verwitterung gedeutet werden (Laquet 1970), denn die gleichaltrigen tonigen Lagen enthalten nur geringe Smektitanteile.

Die Verwitterung auf den Sandsteinfolgen des Buntsandsteins stellt ein Abtragungsprodukt bereit, das aus Quarz, Kaolinit und Illit besteht (Anlage Nr. 5). Die Vielfalt der

Tonmineralvergesellschaftungen wird vereinfacht. Der Vorgang der Verwitterung wird mit dem Begriff der lateritischen Verwitterung, auch "Weißverwitterung", beschrieben. Ihr Tiefgang beträgt hier 88 m. Ein vollständiges Bodenprofil ist nicht erhalten, wenngleich die Entwicklung Kaolinit → Fireclay darauf hindeutet. Das vorliegende Profil ist von der Abtragung gekappt.

5.1.2. Das Röt

Im Röt finden sich überwiegend Ton - Siltgestein - Folgen. Die Verwitterung macht sich auch hier am Erscheinen von Kaolinit und seiner Zunahme bis zum Hauptgemengteil der Tonfraktion bemerkbar. Das verursacht eine Verringerung des Illit - Anteils und ein Verschwinden der Chlorite. Das Auftreten von Kaolinit im tiefsten Teil der Bohrung Schwabenrod ist möglicherweise auf die Ausläufer des sandigen oberen Buntsandsteins Süddeutschlands zurückzuführen. Er ist dort Kaolinit - führend und reicht bis in diesen Raum hinein (Backhaus u. Reul 1971). Der Tiefgang der Verwitterung beträgt in den untersuchten Bohrungen Schwabenrod (Anlage Nr. 9) und Werkel (Anlage Nr. 8) ca. 4,7 m.

5.1.3. Der Muschelkalk

Die Karbonatgesteine des Muschelkalks der untersuchten Proben enthalten an Schichtsilikaten Illit, Chlorit und Corrensit. In sehr kurzen Verwitterungsprofilen - kleiner als 0,5 m - vollzieht sich nach Ablösung der Karbonate eine Änderung des Tonmineralbestandes zu Kaolinitreichtum und

Illitarmut hin.

5.1.4. Der Keuper

Da nur aus zwei Keuperbohrungen Gesteine untersucht wurden, können die daraus gewonnenen Ergebnisse nicht verallgemeinert werden. Es zeigt sich jedoch auch hier, daß infolge der tertiären Verwitterung die Tonminerale des frischen Gesteins (Illit, Smektit, Chlorit) nicht stabil waren und neben dem im Verwitterungsprofil neugebildeten Kaolinit nur noch Illit bestehen konnte (Anlage Nr. 13). Die Verwitterungsrinde war in Großalmerode ca. 4 m mächtig und erreicht damit einen ähnlichen Wert wie die auf den Ton - Schluff - Stein - Folgen des Röt.

5.1.5. Zusammenfassung: Verwitterungsprodukte triassischer Gesteine

Unabhängig vom Ausgangsmaterial der triassischen Gesteine (Sand - , Ton - , Mergel - , Kalkgestein) bildeten sich im Verlauf der prätertiären und tertiären Verwitterung Kaolinit und Fireclay neu. Im oberen Bereich der Profile, der zur Abtragung gelangen konnte, traten daneben nur Illit in geringen Mengen und smektitische Wechsellagerungen in Spuren auf. Der Mineralgehalt ist auf geringmächtigen, also karbonat - und tonreichen Verwitterungsprofilen leicht zugunsten der Dr ischichtminerale verschoben. Somit können die triadischen Gesteine für die tertiäre Sedimentation nur einen kaolinitreichen und illitführenden Detritus liefern, der fast smektitfrei ist.

5.2. Die tertiären Ablagerungen Nordhessens

5.2.1. Die eozänen Sedimente (limnisch).

Als Sedimente des Eozäns sind in der Niederhessischen Senke diejenigen anzusprechen, die mit den Flözen des "Borkener Bildes" (Pflug 1957) auftreten. Sie werden bei Borken als "Weissblaue Serie" und bei Großalmerode als "Feuerfester Ton" bezeichnet. Im Süden des Arbeitsgebietes scheinen die Schichtfolgen der "Älteren Sand - und Tonserie" ihr zeitliches Äquivalent darzustellen.

Die eozänen Sedimente lassen innerhalb der Kaolinitgruppe schwankende Verhältnisse von gut geordnetem und b - axis - disordered Kaolinit (Fireclay) erkennen:

a) Im Liegenden des Borkener Flözes bzw. des Flözes IV am Hirschberg bei Großalmerode liegen größere Anteile an gutgeordnetem Kaolinit und geringe Mengen an Fireclay vor.

b) Im Hangenden des mitteleozänen Flözes, in den "Feuerfesten Tonen" und in den Tonen der "Weissblauen Serie", findet sich dagegen Fireclay in verstärktem Maße gegenüber gutgeordnetem Kaolinit.

Hohe Fireclay - Gehalte unmittelbar unterhalb des Borkener Flözes sind auf den direkten Einfluß desselben zurückzuführen und nur in einige dm Tiefe zu verfolgen.

Neben der vertikalen Änderung von gutgeordnetem Kaolinit im Liegenden nach Fireclay im Hangenden des mitteleozänen Flözes scheint sich auch eine horizontale Differenzierung dieser beiden Minerale abzuzeichnen. In der Nähe

von Muschelkalkgebieten treten höhere Fireclay - Gehalte auf als in Buntsandsteinumgebung. Möglicherweise läßt sich eine weitere räumliche Differenzierung auch an dem Kaolinit-Illit - Verhältnis erkennen: In Buntsandsteinarealen treten höhere Kaolinitgehalte auf als in Gebieten mit Karbonatgestein in Untergrund.

5.2.2. Der Melanienton (brackisch → marin)

Ursachen für das Auftreten der Smektite im Melanienton werden im folgenden Kapitel (5.2.2.1.) allgemein und im Kapitel (5.2.2.2.) unter Bezugnahme auf das Probenentnahmegebiet erörtert.

5.2.2.1. Mögliche Gründe für einen Wechsel vom kaolinitisch zum smektitisch beherrschten Sediment

a) Bei einer Klimaänderung, z.B. von tropisch - feucht nach mediteran, wirkt sich ein Nachlassen der Niederschläge vor allem in einem weniger starken Auswaschen der Verwitterungsprofile aus. Daher muß es dort nicht mehr zur Kaolinitbildung kommen: die Smektite bleiben im Verwitterungsprofil stabil und / oder können neu gebildet werden.
b) Ein Ansteigen des Grundwasserspiegels, das bedeutet schlechtere Drainagebedingungen, läßt die Kationen im Tiefland angereichert auftreten. Dort ist eine Smektitbildung möglich (Paquet 1970).
c) Einsetzender Vulkanismus kann gut geeignetes Material für eine Smektitbildung liefern.

d) Auswirkungen einer Milieuänderung vom limnischen zum brackischen in einem Sedimentationsraum:

α) In Lösung befindliche Kationen werden beim Übergang ins brackisch - marine Becken ausgefällt. Über die so entstandenen Hydroxide bilden sich Smektite neu (Harder 1967, 1973). Möglicherweise kann auch aus eingeschwemmten Hydroxiden, die ihre Adsorptionsfähigkeit weitgehend erhalten haben, Smektit entstehen.

β) Schlechtgeordnete Wechsellagerungsminerale reichern sich im brackisch - marinen Milieu mit Kationen an. Diese Agradation kann zu Smektit führen (Millot 1964, Millot et al. 1965).

e) Eine Änderung des Einzugsgebietes kann über eine Veränderung des detritischen Anteils einen Wechsel in der Tonmineralzusammensetzung des Ablagerungsraumes verursachen.

f) Das unterschiedliche Verhalten der Tonminerale auf dem Transportweg beeinflußt den Detritus. Infolge verschiedener Sinkgeschwindigkeiten verursachen das Gefälle der Flüsse, Gezeitenbewegungen und Meeresströme sowie die Topographie des Meeresbodens eine Differenzierung (Giuseppetti et al. 1963, Oinuma e. al. 1966, Link 1967). Mit zunehmendem Cl - Gehalt beim Übergang vom limnischen zum brackischen Milieu erfolgt eine unterschiedliche Ausflockung der Tonminerale. Illit und Kaolinit erreichen ihre maximale Sedimentation bei einem Cl - Gehalt von 2‰ (brackisch), während die von Smektit erst bei Cl - Gehalten um 20‰ erreicht wird (van Andel u. Postma 1954,

Whitehouse et al. 1960).

5.2.2.2. Erörterung der Möglichkeiten, die eine Änderung der Tonmineralzusammensetzung im Probenentnahmegebiet bewirkt haben können

a) An der Wende vom Eozän zum Oligozän vollzieht sich ein Wechsel vom tropisch feuchten zum mediterranen Klima (Sittler 1965), der sich jedoch mineralogisch in den untersuchten Verwitterungsprofilen nicht ausdrückt. Nahe der Tertiärbasis herrscht im allgemeinen Kaolinit gegenüber Illit vor und es ließen sich nur Spuren von Smektit finden.

b) Mit der unteroligozänen Transgression war ein Ansteigen des Grundwasserspiegels verbunden, der sich im Profil jedoch nicht mit einem Ansteigen des Smektitgehaltes ausdrückt.

c) Geologisch - paläontologische Befunde zeigen, daß der Vulkanismus im nördlichen Hessen und südlichen Niedersachsen erst an der Wende Oligozän / Miozän einsetzt, also später als der Wechsel in der Tonmineralzusammensetzung der untersuchten tertiären Sedimente. Während des Eozäns ist Vulkanismus in Dänemark (Moler Formation) und im Rheintalgraben (ob. Eozän) nachgewiesen. Doch aus dieser Zeit finden sich im Arbeitsgebiet nur geringe Gehalte an smektitischen Wechsellagerungen.

d) Es hat sich am untersuchten Probenmaterial, das nicht nur mineralogisch, sondern auch paläontologisch (Ritzkowski 1967, 1969, frdl. mdl. Mitt.)ausgewertet wurde,

gezeigt, das gegenüber den eozänen limnischen Kaolintonen die Zunahme an Smektit im Melanienton um so stärker ist, je deutlicher sich der marine Einfluß anhand seiner Fossilien erkennen läßt (Borken, Ziegenhain). Mit der sich verstärkenden marinen Beeinflussung des Beckens ist in ihm eine Erhöhung des Kationenangebots verbunden. Im Eozän wie im Oligozän ist das den Ablagerungsraum umgebende Einzugsgebiet mit seinen mesozoischen Folgen etwa gleich geblieben. Da deren Verwitterungsprodukte kaum Smektit enthalten, muß mit seiner Bildung aus schlecht geordneten Mineralen detritischer Herkunft und den im brackisch - marinen Melanientonbecken vorhandenen Kationen gerechnet werden.

Die untersuchten Verwitterungsprofile ließen nur geringe Anteile schlechtgeordneter Minerale erkennen, doch erweist sich ihre Mengenabschätzung als besonders schwierig. Sicherlich gelangte eine große Menge an Hydroxiden und Teilchen in ionar gelöster Form ins Becken, da bei den herrschenden lateritischen Verwitterungsbedingungen auf dem Festland die chemische Verwitterung viel ausgeprägter war als die physikalische. Das begünstigt eine Bildung der Smektite über Hydroxide.

e) Vom Eozän zum Oligozän erweitert sich das Einzugsgebiet des Sedimentationsraumes. Die Hessische Senke ist zum Norddeutschen Becken und zum Rheintalgraben geöffnet, was sich aufgrund der vorgefundenen autochtonen und allochtonen Faunen beweisen läßt. Mit der Änderung des Einzugsgebietes muß sich aber nicht notwendigerweise der

detritische Anteil der Tonfraktion ändern, da eine lateritische Verwitterung nicht auf das Probenentnahmegebiet beschränkt war. Sie hat vielmehr weite Regionen Europas erfaßt (Schwarzbach 1961) und muß auch dort zu ähnlichen Verwitterungsprodukten wie den für das nördliche Hessen und südliche Niedersachsen beschriebenen geführt haben.

Es sei denn, daß durch die Heraushebung der Alpen, die sich im Oligozän in einer Hebungsphase befinden und mit der Hessischen Senke zu der Zeit in Verbindung treten, ein Einzugsgebiet angeschnitten wird, das aufgrund seiner Höhenlage anderen Verwitterungsbedingungen ausgesetzt ist. Dort kann es möglicherweise infolge zu rascher Abtragung der Lockerprodukte zum einen nicht oder kaum zur Kaolinitbildung kommen und zum anderen der Smektit stabil bleiben und / oder sich neu bilden. Da aber diese Verbindung mit der Hessischen Senke nur für einen bestimmten Horizont, den sog. Schleichsand, im Süd - Teil des Probengebietes zutreffen kann (Ritzkowski, frdl. mdl. Mitt.), läßt sich hiermit nicht das Problem der Smektitanreicherung im übrigen Probengebiet und bereits zu einem früheren Zeitpunkt erklären.

f) Eine Beeinflussung des detritischen Anteils der Tonfraktion durch unterschiedliche Ausflockung beim Übergang vom limnischen zum brackischen Milieu hat sicherlich stattgefunden. Sie kann sich hier jedoch nur im Sand - Ton und im Kaolinit - Illit Verhältnis ausgewirkt haben, da das Verwitterungsmaterial außer geringen Spuren smektitischer Wechsellagerungen keinen Smektit enthält.

5.2.3. Der Rupelton (marin)

Der in allen Horizonten homogen aussehende Rupelton weist in seiner Mineralzusammensetzung erhebliche Unterschiede auf. Sie werden deutlich bei einer Darstellung der röntgenographisch erhaltenen Daten aus dem Gesamtgestein (Quarz + Feldspat, Dolomit, Kalzit) und der Tonfraktion (Kaolinit, Illit, Smektit) in entsprechenden Dreiecksdiagrammen (Anlagen Nr. 17 und 18). Vom Liegenden zum Hangenden fällt die Abnahme des Quarzes mit einer Zunahme des Kalzits und einer Verringerung des Kaolinits und Illits zusammen. Klammert man bei der Betrachtung der Tonfraktion die Proben des unteren Rupeltons mit kleiner als 15 F% Smektit zunächst aus, so ergibt sich trotz zunehmender Smektitgehalte ein annähernd konstantes Kaolinit - Illit Verhaltnis. Die Sedimente des Rupeltons weisen im Mittel die höchsten Smektitgehalte aller untersuchten Proben auf. Das legt die Vermutung nahe, daß ein Zusammenhang zwischen Smektitreichtum und marinem Ablagerungsmilieu besteht.

Die schwankenden Kaolinit - Illit Verhältnisse in dem smektitarmen Material deuten auf unterschiedliche Einzugsgebiete zu Beginn der Rupeltonsedimentation hin (Anlage Nr. 19). In seinem östlichen Verbreitungsbereich bei Melsungen und Remsfeld ist der Kaolinitanteil größer als der des Illits. Dagegen überwiegt im Gebiet um Kassel der Illit den Kaolinit. Diese Unterschiede weisen auf die kaolinitreichen Verwitterungsprodukte im Raum Melsungen - Remsfeld, der eine Buntsandsteinumgebung hat, und auf die illitreicheren

Verwitterungsreste in der Region Kassel mit Muschelkalk - Röt - Umgebung hin. Hier ließen sich Muschelkalkschotter nachweisen. Im Gegensatz zum Unteroligozän (Melanienton) scheint zu Beginn des Mitteloligozäns die Möglichkeit zu bestehen, kaum verwittertes Gesteinsmaterial umzulagern. Die diskordante Auflagerung des Rupeltons und die nachweisbaren Schichtlücken sprechen für eine Prä - Rupel Erosion (Ritzkowski 1965). Mit der Ausweitung des Rupel - Sedimentationsbeckens verringert sich die Detrituszufuhr, was mit einem Ansteigen von Kalzit im Gesamtgestein und Smektit in der Tonfraktion verbunden ist.

6. Die Smektite des Probengebietes

6.1. Die Differential Thermoanalyse (DTA)

Die DTA Kurven lassen an den untersuchten Smektiten drei für sie charakteristische thermische Anderungen erkennen:

1) eine endotherme Reaktion bei ca 120 °C - in einigen Proben zusätzlich bei 180 °C -, die der Abgabe von H_2O aus der Zwischenschicht entspricht
2) ein weiterer endothermer Peak zwischen 520 und 550 °C, der die Dehydroxilierung anzeigt
3) schwächere Reaktionen um 900 °C, die eine Zerstörung und Reorganisation der Struktur andeuten
   - in einigen Fällen nur als exothermer Peak
   - häufiger als eine endotherme - exotherme Peakfolge

Bei einer Gegenüberstellung der tertiären und triassischen Proben fällt auf, daß die endothermen Reaktionen der tertiären Smektite heftiger sind, als die der triassischen. Ferner ist zu bemerken, daß erstere in der Mehrzahl der Fälle deutlichere endo - exotherme Reaktionsfolgen bei Temperaturen $\leqslant$ 900 °C in einem engen Temperaturintervall von ca. 30 °C zeigen. Die triassischen Proben zeichnen sich dagegen durch verhaltene Reaktionen in einem größeren Temperaturbereich aus, der außerdem zu höheren Temperaturen verschoben ist. Das thermische Verhalten der triassischen Smektite deutet darauf hin, daß sie im Vergleich zu den tertiären einen höheren Kristallisationsgrad sowie ein zur gröberen Fraktion verschobenes Korngrößenmaximum auf-

weisen.

Unter den tertiären Smektiten heben sich zwei, der eine aus dem Melanienton von Schwabenrod (70303) und der andere aus einem Tuffit auf Rupelton bei Breitenbach (71253) durch eine starke Wasserabgabe bei 120 °C hervor. Außerdem fällt die Probe (70102) aus dem Keuper von Großalmerode durch ihre Dehydroxilierungstemperatur bei 600 °C aus der Reihe, die auf einen erhöhten Mg - Gehalt in der Oktaederposition hinweist.

Nach Weir u. Greene - Kelly (1962) müßten alle untersuchten Smektite aufgrund ihrer Dehydroxilierungstemperatur als Beidellite oder Montronite angesprochen werden. Zieht man zur Unterscheidung der Smektite aber die Arbeit von Schultz (1969) heran, so kann es sich auch um Montmorillonite mit weniger als 4 OH pro Einheitszelle handeln.

6.2. Die Infrarotspektroskopie (IR)

Die infrarotspektroskopischen Aufnahmen zeigen, daß in keiner der untersuchten Proben Smektit allein vorliegt. Als weitere Komponenten können Quarz und Kaolinit zugegen sein, und Illit ist es stets. In seiner Gegenwart erweist sich die Mengenabschätzung von Smektit als sehr schwierig. Nach Auskunft von Flehmig (frdl. mdl. Mitt.) ist sein Anteil immer kleiner als der, den die Röntgendiffraktometeraufnahmen an Texturpraparaten über die Verhältnisse der Flächenprozente ausweisen.

Die Bewertung der IR Banden, bei denen die der Smektite mit denen anderer Minerale koinzidieren können, ist erschwert. Daher konzentrierten sich die Beobachtungen auf den Bereich 950 - 800 cm^{-1}, in dem Koinzidenzen (Kaolinit, Kalzit) leicht zu erkennen und auszuschließen sind. Es stellte sich heraus, daß alle tertiären Smektite bei 870 cm^{-1} eine OH Deformationsschwingung aufweisen, die bei den triassischen Proben nicht auftritt. Diese Bande, die bei dem Probenmaterial des Melanientons stärker ist als bei dem des Rupeltons, hat ihre Ursache in der Substitution des Al^{3+} durch Fe^{3+} in der Oktaederschicht. Da ein derartiger Vorgang nur über den Lösungsweg möglich erscheint, lassen sich Smektite des Melanien- und Rupeltons als Neubildungen erklären.

Die IR Aufzeichnung einer tertiaren Probe (Schwabenrod 70015) zeigt größere Mengen an Nontronit an.

6.3. Die chemische Analyse

Die Deutung der chemischen Analysen (Anlage Nr. 20) kann sich hier nicht nur auf die Smektitphase beziehen. Es müssen die daneben auftretenden Komponenten mit berücksichtigt werden. Eine zweifelsfreie Aussage wird nicht immer möglich sein.

Das aus der Infrarotspektroskopie gewonnene Ergebnis - Al^{3+} Substitution durch Fe^{3+} in der Oktaederschicht der tertiaren Sedimente - drückt sich in den Analysenwerten für das dreiwertige Eisen wie folgt deutlich aus:

Fe_2O_3 Gehalt	Streubreite	Mittelwert	Ausnahmen	
	%	%	Nr.	%
Rupelton	5,6 - 7,2	6,4	71262	11,1
Melanienton	8,0 - 11,6	9,4	69125	5,4
			70015	17,7
Trias	1,5 - 5,3	4,3	71078	11,0

Die hohen Fe_2O_3 Gehalte in den tertiären Proben, vor allem in denen des Melanientons, deuten auf ein großes Angebot an Eisen bei der Bildung der Smektite hin, das nach Harder (1972) ihre Neubildung begünstigt. Unter den Ausnahmen stellt die Probe 70015 einen Nontronit dar. In den beiden anderen durch zu hohe Eisengehalte von den Mittelwerten abweichenden Proben (71262 Breitenbach, ein Tuffithorizont und 71078 Beberbeck, der beginnende Verwitterungseinfluß) konnte im Pulverdiffraktogramm der Tonfraktion Goethit nachgewiesen werden. Für die Abweichung nach zu geringen Werten in der Probe des Melanientons (69125) aus Borken ist eine Verdünnung durch Kaolinit verantwortlich. Die Gehalte an FeO betragen zwischen 0,4 und 1,0 %, wenn man von den Proben 69125 Borken und 71186 Elbenberg mit 2,0 bzw. 1,3 % FeO absieht, in denen Reste organischer Substanz nachgewiesen werden konnten.

Um zu entscheiden, ob das in der chemischen Analyse bestimmte Gesamteisen in die Tonmineralstruktur eingebaut ist oder ob größere Mengen an Eisenoxiden und -hydroxiden vorliegen, wurden diese nach der Natrium - Dithionit - Citrat - Hydrogenkarbonat - Methode von vier eisenreichen Proben abgelöst. Für die einzelnen Proben wurden folgende Werte bestimmt:

Proben Nr. :	69116	69136	70303	70015
freies Fe (% Fe_2O_3):	1,23	0,35	1,55	0,88
Gesamt Fe (% Fe_2O_3):	9,0	8,9	12,0	18,4

Aus dem Vergleich von freiem und Gesamteisen geht hervor, daß der Hauptanteil des Fe in die Tonminerale eingebaut ist.

Betrachtet man ein weiteres auch den Oktaederplatz besetzendes Elememt, das Magnesium, so ist seine geringe Streuungsbreite festzustellen, wenn man von den auffälligen, besonders zu begründenden Ausnahmen, absieht:

MgO Gehalte	Streubreite	Mittelwert	Ausnahmen	
	%	%	Nr.	%
Rupelton	2,36 - 3,00	2,72	71262	5,56
Melanienton	2,32 - 3,50	2,92	69125	1,55
			70015	1,76
Trias	2,20 - 3,27	2,64	71078	1,90
			70102	6,64

Die Probe 71262 des Rupeltons fällt durch hohe MgO Gehalte auf. Sie ist einem Tuffit am Kontakt zum Basalt entnommen. Im Melanienton zeichnen sich zwei Proben durch niedrige MgO Werte aus. Sie werden in 69125 durch zu geringe Smektitgehalte in der Tonfraktion verursacht. Die Probe 70015 repräsentiert einen nontronitreichen Ton. Geringe MgO Gehalte in 71078 lassen sich auf den Verwitterungseinfluß zurückführen, der sich aus der Lage dieser Probe im Profil ableiten läßt. In der Keuperprobe 70102 können die hohen MgO Anteile möglicherweise mehrere Ursachen haben: die Karbonatumgebung, Spuren von Chlorit und erhöhter Einbau von Mg^{2+} im Oktaeder, was sich u.a. aus der Lage des 060 Reflexes

ergibt.

Im folgenden werden die K_2O Gehalte wiedergegeben:

K_2O Gehalte		Streuungsbreite	Mittelwert	Ausnahmen	
		%	%	Nr.	%
Rupelton		3,11 - 3,91	3,41	71262 71253	1,49 1,68
Melanienton		2,47 - 3,63	3,05		
Trias	a)	4,98 - 5,23	5,12		
	b)	2,46 - 3,51	3,13		

An den Proben der Trias a , die aus den Bohrungen Beberbeck und Großalmerode stammen, fallen die hohen K_2O Gehalte auf. Sie müssen von höheren Glimmer / Illit Anteilen dieser Proben gegenüber den anderen herrühren. Die Gesteinsproben der Trias a sind fast kaolinitfrei, während die aus der Trias b (Bohrungen Elgershausen und Völkershain) bis zu 15 % Kaolinit aufweisen bei etwa gleichen Smektitgehalten wie Trias a.

Das tertiäre Untersuchungsmaterial hat eine K_2O Streuungsbreite von etwa einem Prozent und liegt mit seinen Werten außergewöhnlich hoch, wenn es fast ausschließlich aus Smektit bestehen soll. Wie schon erwähnt, können die Flächenprozente den Gewichtsprozenten nicht entsprechen. Die Ergebnisse der röntgenographischen und infrarotspektroskopischen Untersuchungen stimmen deshalb in der Aussage des Smektit - Illit Verhältnisses nicht überein. Der Illit Gehalt ist sicher höher, als er sich in den röntgenographischen Daten ausdrückt. In den infrarotspektroskopischen Aufnahmen an triassischen wie tertiären Proben tritt bei 430 cm^{-1} eine deutliche Absorptionsbande auf, die auf das Vorhandensein größerer

mengen an Illit hindeutet. Sein quantitativer Anteil wurde über den K_2O Gehalt bestimmt: K_2O Werte größer als 1% wurden einem Illit mit 6,8 % K_2O zugerechnet. Damit war die Möglichkeit einer quantitativen Mineralabschätzung in der Tonfraktion gegeben. Die so erhaltenen Daten sind in Anlage Nr. 20 (Spalten 30 bis 34) denen der röntgenographischen Phasenanalyse (Spalten 13 bis 16) gegenübergestellt.

Zum Abschluß der geochemischen Überlegungen sei noch auf zwei Auffälligkeiten hingewiesen: 1) Die hohen TiO_2 Gehalte in den beiden Tuffiten (71253, 71262) und der Probe 71186, die sich in 71253 mit Sicherheit aus dem Vorhandensein von Anatas ableiten lassen. 2) Die in der letztgenannten Probe auftretende hohe H_2O Abgabe bei 100 °C, die möglicherweise dadurch verursacht worden ist, daß in ihr neben Smektit nicht Kaolinit, sondern Halloysit auftritt oder aber dadurch, daß sehr feinkörniges Material vorliegt.

6.4. Magnesium - Sättigung

Weitere Daten über die Art der vorliegenden Smektite wurden an den vier ausgewählten von Eisenoxiden und -hydroxiden befreiten Melanientonproben über die Mg - gesättigten Texturpräparate nach Glykol- und Glycerolbehandlung gewonnen: Die Smektite der Proben 69116, 69136 und 70303 veränderten die Lage ihres 001 Reflexes nach dieser Behandlung auf 17 Å. Sie können daher als Montmorillonite (Harward 1969) bezeichnet werden. Die Probe 70015 quoll nur nach Glykol-, nicht

aber nach Glyzerinsättigung. Sie besteht demnach aus einem beidellitischen Material, das aufgrund seines hohen Eisengehaltes (chem. Anal., IR) als beidellitischer Nontronit angesprochen werden kann.

7. Schlußbetrachtung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, eine Erklärung für den Wechsel in der Tonmineralzusammensetzung vom limnischen Eozän zum brackisch - marinen Oligozän, vom kaolinitisch zum smektitisch beherrschten Sediment in der Niederhessischen Senke zu finden. Nach den geologisch - paläontologischen und tonmineralogischen Untersuchungen bieten sich die Möglichkeiten einer Um - oder Neubildung der Smektite sowie beide gemeinsam für ihr Erscheinen und starkes Auftreten im Melanien - und Rupelton an. Eine Wertung kann jedoch unter Berücksichtigung der an den Smektiten infolge geochemischer und infrarotspektroskopischer Untersuchungen zusätzlich gewonnenen Ergebnisse vorgenommen werden.

Die Infrarotspektroskopie hat gezeigt, daß sich die triassischen und tertiären Smektite deutlich durch ihre Oktaederbesetzung unterscheiden. An den Smektiten des Oligozäns läßt sich eine Fe^{3+} Al OH - Deformationsschwingung beobachten, die an den untersuchten älteren Smektiten nicht auftritt. Sie wird bei den jüngeren Smektiten auch durch einen höheren Fe_2O_3 Gehalt bestätigt. Aufgrund dieser mineralogischen Befunde handelt es sich bei den tertiären und triassischen Smektiten um unterschiedliches Material.

Im Einklang hiermit steht das Ergebnis der röntgenografischen Untersuchungen an den triadischen Verwitterungsprofilen, die unter den tertiären Verwitterungsbedingungen keinen Smektit zur Abtragung bereitstellten sondern

Kaolinit, geringe illitische Anteile und Spuren smektitischer Wechsellagerungen. Somit konnte vom Festland kein Smektit in das brackisch - marine oligozäne Becken der Niederhessischen Senke gelangen. Der Smektit ist hier als Detritus nich erklarbar sondern muß vielmehr als Neubildung verstanden werden. Die für eine authigene Bildung des Smektits erforderliche Menge an Aluminium, Eisen, Magnesium und Kieselsäure läßt sich aus der festlandischen Verwitterung sowie dem Meerwasser beziehen. Die seit langem mögliche Synthese der Smektite (Harder 1963, 1972, 1973, kann so durch Naturbeobachtungen bestätigt werden.

8. Zusammenfassung

In der Niederhessischen Senke, die sich zwischen dem Rheinischen Schiefergebirge und Ausläufern des Thüringer Waldes erstreckt, vollzieht sich in den tertiären Sedimenten ein Wechsel in der Tonmineralzusammensetzung. Minerale der Kaolingruppe überwiegen in den eozänen limnischen und Smektite in den oligozänen brackisch - marinen Schichten. Die vorliegende Arbeit bestätigt erneut diese Änderung an einer größeren Probenzahl und versucht, eine Erklärung dieses mineralogischen Befundes zu geben.

Deshalb wurden die den Ablagerungsraum umgebenden triadischen Sandsteine, Tonsteine, Mergel und Kalke sowie deren Verwitterungsprodukte tonmineralogisch untersucht. Die unverwitterten triassischen Gesteine weisen ein buntes Mineralspektrum auf: Quarz, Dolomit, Kalzit, Feldspat, Glimmer, Chlorit, Smektit, Kaolinit und Wechsellagerungen, vor allem Corrensit. Unter den prä - eozänen und eozänen Verwitterungsbedingungen treten von den genannten Mineralen nur noch Kaolinit, Illit, Quarz und einige Schwerminerale in den Verwitterungsprofilen auf. In Abhängigkeit von der Durchlässigkeit des Gesteins ergibt sich eine unterschiedliche Verwitterungstiefe:

Sandstein	80 m
Ton - Silt - Gestein	4 - 5 m
Mergel	4 m
Karbonate	0,5 m

Die Mineralzusammensetzung der Tonfraktion in allen diesen Profilen ist nahe der Tertiärbasis jedoch sehr ähnlich und liegt bei 80 F% Kaolinit und 20 F% Illit. Die Verwitterungsprofile scheinen erosiv gekappt zu sein, denn die Mineralfolge Kaolinit → Fireclay → Gibbsit (nur in Spuren in eozänen Basisschichten) deutet auf ursprünglich vollständige Profile hin. Die lateritischen Verwitterungsbedingungen haben die Tonmineralparagenesen stärker geprägt, als es das Ausgangsgestein vermochte.

Die tertiären Sedimente weisen im Eozän hohe Kaolinit - und geringe Illit - Gehalte auf. Es lassen sich Unterschiede im Mineralgehalt sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung erkennen.

a) Horizontal: In Sandsteinarealen (Buntsandstein) ist die Dominanz des Kaolinits gegenüber dem Illit größer als in Gebieten mit Ton - Siltgestein, Mergeln und Kalken (Röt, Muschelkalk, Keuper) im Untergrund.

b) Vertikal: Tone und Sande im Liegenden des mitteleozänen Flözes, jedoch nicht in seinem unmittelbaren Einflußbereich, weisen geringere Fireclayanteile auf als die Schichten im Hangenden.

Mit einem Wechsel des Sedimentationsmilieus von limnisch nach brackisch - marin ändert sich die Tonmineralzusammensetzung: Smektit tritt auf und dominiert in den brackisch - marinen Schichten des Melanientons und im marinen Rupelton, außerhalb der unmittelbaren Nähe des Kontinents. Das Festland macht sich durch Einschaltung von Feinsandlagen und Kaolinit in die Sedimente nahe der Basis beider Schicht-

komplexe bemerkbar.

Aufgrund von infrarotspektroskopischen und geochemischen Untersuchungen an zwanzig triassischen und tertiären smektitreichen Proben wird gezeigt, daß die Smektitminerale dieser geologischen Einheiten sich deutlich aufgrund ihrer Oktaederbesetzung voneinander unterscheiden. Dieser Befund sowie die Tatsache, daß vom tertiären Festland nur Spuren smektitischen Wechsellagerungen in das brackisch - marine Becken gelangen konnten, lassen den Schluß zu, daß Smektit dort als authigene Bildung anzusehen ist. Damit kann die Änderung der Tonmineralzusammensetzung an der Wende vom Eozän zum Oligozän in der Niederhessischen Senke durch einen Milieuwechsel von limnisch nach marin erklärt werden.

9. Literaturverzeichnis

van Andel, T.H. & Postma, H. (1954), Recents sediments of the Gulf of Paria, Verhandel. Konikl. Ned. Akad. Wetenschap., vol. 20, 245 p.

Ataman, G. & Besnus, Y. (1965), Une méthode de dosage des éléments traces dans les roches par spectrométrie à lecture directe, Bull. Serv. Carte géol., Als. Lorr. 18, p. 179 - 189

Backhaus, E. & Reul, K. (1971), Notizbl. hess. L.- Amt Bodenforsch. 99

Beutelspacher, H. & van der Marel (1961), Kennzeichen zur Identifizierung von Kaolinit, "Fireclay"- Mineral und Halloysite, ihre Verbreitung und Bildung, Tonindustrie - Zeitung 85, p. 517 - 525 u. 570 - 582

Biscaye P.E. (1964), Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X - ray diffraction Am. Min., vol. 49, n. 9/10, p. 1281 - 1289

Brosius, M. (1959), Die Tertiärmulde von Glimmerode, Hess. Lagerstättenarchiv 4, Wiesbaden

Brosius, M. & Gramann, F. (1959), Das ältere Tertiär von Großalmerode (Hessische Senke), Z. dtsch. geol. Ges. 111, 2, p. 543 - 558

Brown, G. (1961), The X - ray identification and crystal structures of clay minerals, Min. Soc. London

Bühmann, D. (1970), Tonmineralogische Untersuchungen an tertiären Sedimenten aus dem nördlichen Hessen, unveröff. Diplomarbeit Göttingen

Carroll, D. (1970), Clay minerals: a guide to their X - ray identification, Geol. Soc. Am., Spec. Paper, 126, 80p.

Carstea, D.D., Harward, M.E. & Knox, E.G. (1970), Comparison of iron and aluminium hydroxy interlayers in montmorillonite and vermiculite, Pt. 1 Formation, Pt. 2 Dissolution, Soil. Sci. Soc. America Proc., vol. 34, n. 3, p. 517

Correns, C.W. (1968), Einführung in die Mineralogie, Springer Verlag, 2. Auflage

Falke, H. (1960), Rheinhessen und die Umgebung von Mainz, Sammlung geol. Führer, Bd. 38, 156 p.

Farmer,C.V. (1968), Infrared spectroscopy in clay mineral studies, Clay minerals 7, p. 373 - 387

Farmer,C.V. & Russel,J.D. (1964), The infra - red spectra of layer silicates, Spectr. Acta 20, p. 1149 - 1173

Gibbs, R.J. (1965), Error due to segregation in quantitative clay mineral X - ray diffraction mounting techniques, Am. Min. 50, p. 741 - 751

Gibbs, R.J. (1967), The geochemistry of the Amazon River system, Part 1, The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids, Geol. Soc. Am. Bull., 78, p. 1203-1232

Giuseppetti, G. et al., Weathering materials of igneous rocks and sedimentary deposits from Valesia, Italy, Int. Clay Conf. 1963, p. 139 - 148

Gramann, F. (1966), Das Oligozän der Hessischen Senke als Bindeglied zwischen Nordseebecken und Rheintalgraben, z. dtsch. geol. Ges. 115, p. 463 - 496

Grim, R.E. (1968), Clay Mineralogy, Mc Graw - Hill, New York

Harder, H. (1967), Über das Kalium - Natrium - Verhältnis in Gewässern und die Tonmineralbildung, Naturw. 23 p. 613

Harder, H. (1969), Illit - und Montmorillonit - Synthese bei niedrigen Temperaturen, Naturw. 5, p. 279

Harder, H. (1972), The role of magnesium in the formation of smectite, Chem. Geol. 10, p. 31 - 39

Harder, H. (1973), Synthese von eisenhaltigen Tonmineralen bei niedrigen Temperaturen, Naturw. 11, p. 517

Harward, M.E. (1969), Properties of vermiculites and smectites, expansion and collapse, Clay & Clay Min. 16, p. 437

Hermann, A.G. (1971), Methoden zur quantitativen Bestimmung der Hauptkomponenten in silikatischen Gesteinen,

Jasmund, K. (1951), Die silikatischen Tonminerale, Verlag Chemie, Weinheim

Kraus, I. et al. (1972), Study of intercalation abilities of kaolinite group minerals, Geol. Carpathica XXIII,2 Bratislava

Larqué, P. (1969), Compilations d'analyses chimiques, I le groupe de l'Illite, Puplication interne, Institut de Géologie, Strasbourg

Linares, I.&Huertas, F. (1970/71), Kaolinite: Synthesis at room temperature, Science, vol. 171, n.3974, p. 896 - 897

Link, A.G.(1967), Delineating the major depositional environments in northern Port Phillip Bay, Victoria, J. Sed. Pet. vol. 37,n. 3, p. 931 - 951

Lippmann, F. (1952), Mineralogische Untersuchungen an einigen Niederhessischen Tertiärtonen (Unter besonderer Berücksichtigung der DTA), Heidel. Beitr. Min. Pet. 3, p. 219

Martini, E. & Ritzkowski, S. (1968), Was ist "Unter - Oligozän"?, Nachr. Akad. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl. II, 13.

Mehra, O.P. & Jackson, M.L. (1960), Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite - citrate system buffered with Na - bicarbonate, Clays & clay minerals 7, 317

Millot, G. (1964), Gologie des argiles, Paris

Millot, G. et al. (1965), Evolution géochimique par dégradation et agradation des minéraux argileux dans l'hydrosphère, Geol. Rundschau 55, p. 1 - 20

Oinuma, K. & Kobayashi, K. (1966), Quantitative studies of clay minerals in some recent marine sediments and sedimentary rocks from Japan, Proc. 14th nat. Conf., Clays and Clay Min., p. 209 - 219

Paquet, H. (1970), Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées, Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 30, 212 p., Strasbourg

Pedro, G. (1965), La classification de minéraux argileux (Phyllosilicates), Ann. Agron. 16

Pflug, H.D. (1957), Freiberger Forschungshefte C 71

Ritzkowski, S. (1965), Das marine Oligozän im nördlichen Hessen, Stratigraphie und Paläogeographie, Diss. Marburg

Ritzkowski, S. (1967), Die Feingliederung des hessischen

Melanientons (Unteroligozän, nördliches Hessen), Geologica et Paläontologica, 1, p. 97 - 100

Ritzkowski, S. (1969), Führer zur Oligozän - Exkursion 1969, nördliches Hessen p. 58 - 73 und 77 - 83

Sakharov, B.A. & Drits, V.A. (1973), Mixed layer kaolinite - montmorillonite: a comparison of observed and calculated diffraction patterns, Clays and clay min. 21, p. 15

Schultz, L.G. et al. (1971), Mixed - layer kaolinite - montmorillonite from the Yucatan Peninsula, Mexico, Clays and Clay Min. 19, p. 137

Schwarzbach, M. (1961), Das Klima der Vorzeit, Enke Verlag

Sittler, C. (1965), Le Paléogène des Fossés Rhénan et rhodanien, Etudes sedimentologiques et paléoclimatiques, Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr. 24, 392 p.

Udluft, H. (1951), Der geologische Aufbau und die Entstehung der hessischen (insbesondere der niederhessischen) Tonvorkommen, Tfz. Abh. [illegible], 17/18

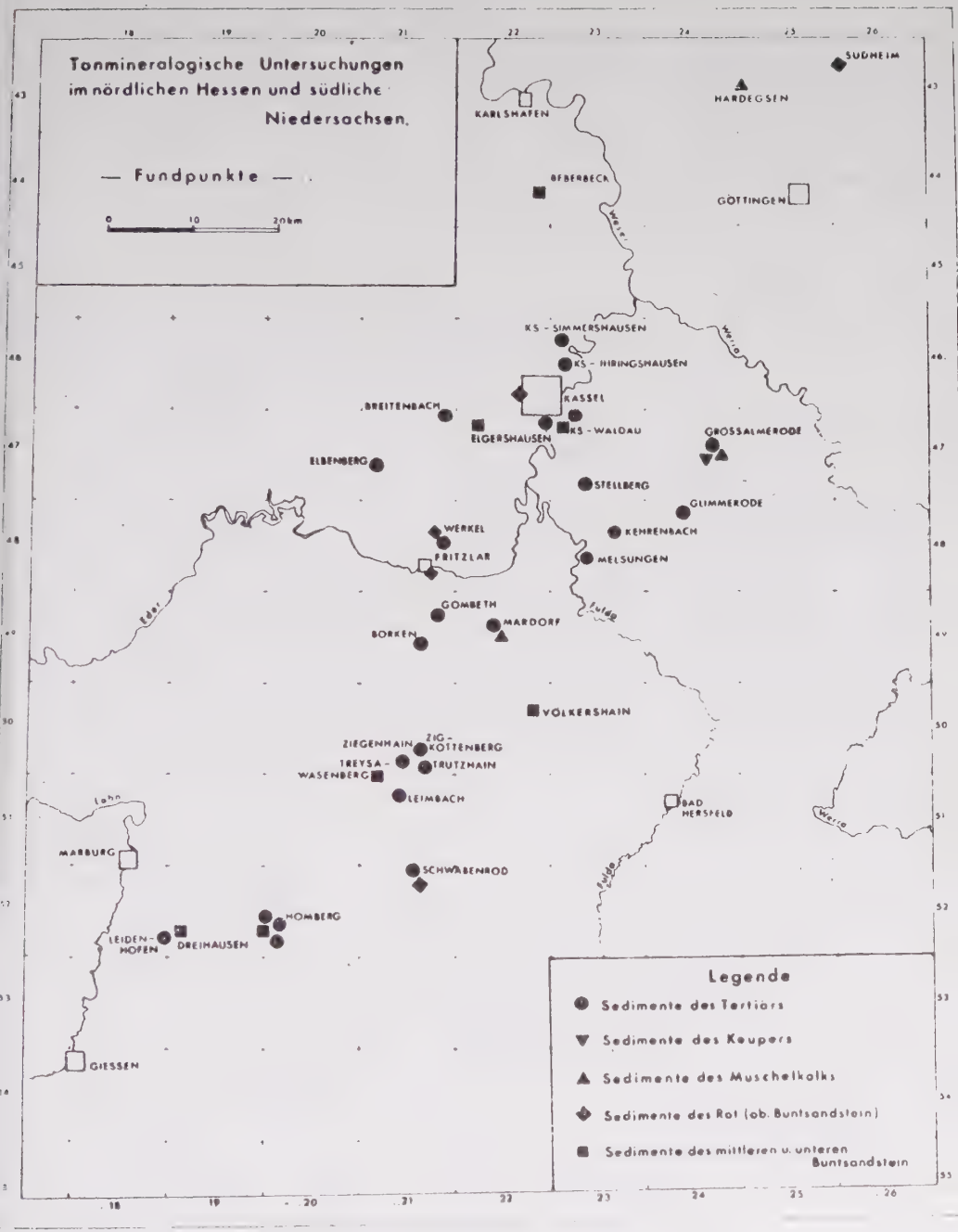
Udluft, H. & Lang, H.D. (1956), Der Untergrund der Niederhessischen Senke, Notizbl. hess. L.- Amt Bodenforsch. 84

Weir, A.H. & Greene - Kelly, R. (1962), Beidellite, Am. Min. 47, p. 137 - 146

Whitehouse, U.G. et al. (1960), Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters, Clays and clay min. 7th nat. conf. 1958

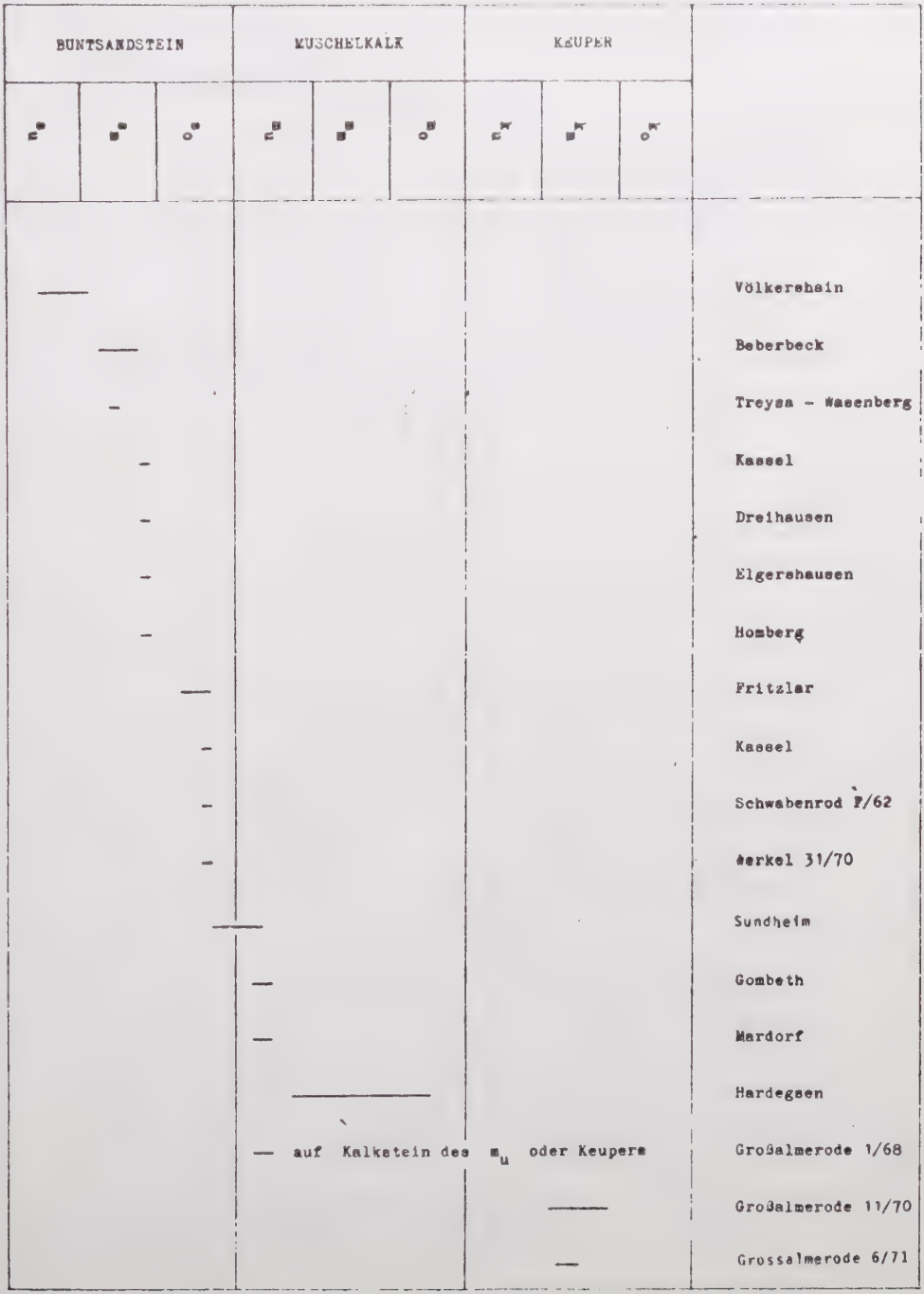
10. Verzeichnis der Anlagen (Tabellen und Abbildungen)

Anlage Nr.		Seite
1	Fundpunkte	61
2	Die untersuchten triassischen Gesteine	62
3	Die untersuchten tertiären Sedimente	63
4	Kriterien zur Identifizierung der Tonminerale anhand ihrer Basisreflexe	64
5	Mittelwerte der Mineralverhältnisse des Gesamtgesteins und der Tonfraktion (Tabelle)	65
6	dto. (Blockbild)	66
7	Brg. Beberbeck	67
8	Brg. Werkel 31 / 1970	68
9	Schwabenrod	69
10	Gombeth, Schurf 2	70
11	Brg. Mardorf 9e	71
12	Brg. Grossalmerode 1 / 1968	72
13	Brg. Grossalmerode 11 / 1970	73
14	Schichtenfolge im Tagebau Altenburg IV bei Borken	74
15	Brg. Beberbeck (Tonmineralbestand und Korngrößenverhältnisse)	75
16	Brg. Beberbeck (Tonmineralbestand u. Stratigraphie)	76
17	Rupelton (Mineralverhältnisse des tonfreien Gesteins)	77
18	Rupelton (Tonfraktion)	78
19	Rupeltonvorkommen und ihre Mineralverhältnisse	79
20	Ergebnisse röntgenographischer, chemischer und infrarotspektroskopischer Untersuchungen an ausgewählten smektitreichen Proben	80


Tonmineralogische Untersuchungen
im nördlichen Hessen und südliche
Niedersachsen.
— Fundpunkte —
0 10 20km
SÜDHEIM
HARDEGSEN
KARLSHAFEN
BEVERBECK
GÖTTINGEN
Weser
KS - SIMMERSHAUSEN
KS - HIRSCHHAUSEN
KASSEL
BREITENBACH
KS - WALDAU
ELGERSHAUSEN
GROSSALMERODE
ELBENBERG
STELLBERG
GLIMMERODE
WERKEL
KEHRENBACH
FRITZLAR
MELSUNGEN
Eder
GOMBETH
MARDORF
Fulda
BORKEN
VÖLKERSHAIN
ZIEGENHAIN
ZIEGENBERG
TREYSA
TRUTZHAIN
WASENBERG
LEIMBACH
Lahn
BAD HERSFELD
Werra
MARBURG
SCHWABENROD
HOMBERG
LEIDENHOFEN
DREIHAUSEN
GIESSEN
Legende
Sedimente des Tertiärs
Sedimente des Keupers
Sedimente des Muschelkalks
Sedimente des Rot (ob. Buntsandstein)
Sedimente des mittleren u. unteren Buntsandstein

Anlage Nr. 1

Die untersuchten triassischen Gesteine (stratigraphische Uebersicht)



Anlage Nr. 2

Die untersuchten tertiären Sedimente (stratigraphische Übersicht) Anlage Nr. 3

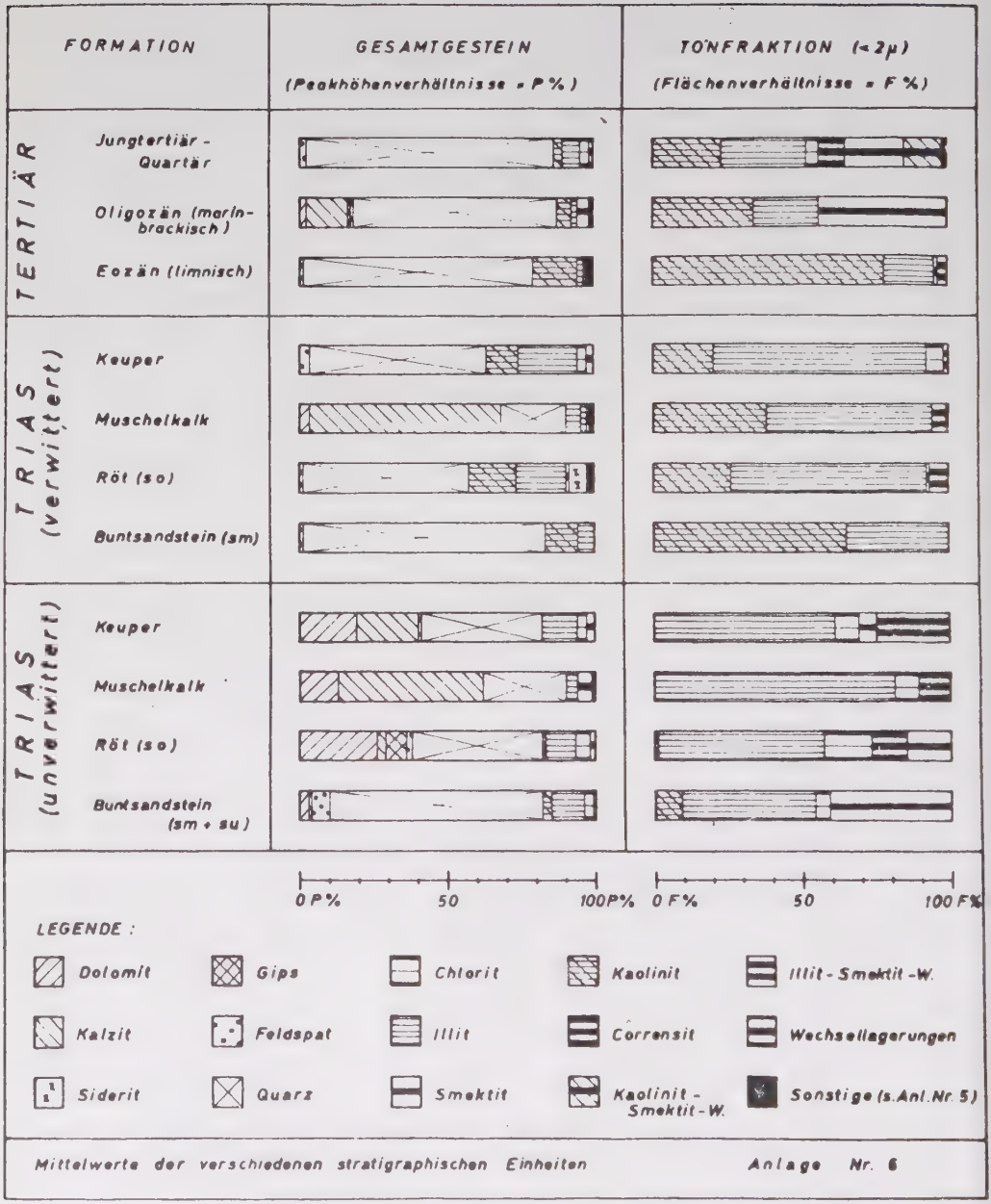
Kriterien zur Identifizierung der Tonminerale anhand ihrer Basisreflexe im Bereich zwischen 17 Å und 7 Å
(zusammengestellt nach Daten aus Brown 1961, Carroll 1970, Kraus et.al. 1972 und Sakharov & Drits 1973)

Tonminerale	Å - Werte							Art der Behandlung
	7	10	10,4	12	13	14 - 15	17	
Kaolinit	+							1. normal
	+							2. Glykol
								3. 500 °C
			+					4. Hydrazin
Fireclay	+							1. normal
	+							2. Glykol
				+				3. 500 °C
	+							4. Hydrazin
Illit / Glimmer		+						1. normal
		+						2. Glykol
		+						3. 500 °C
		+						4. Hydrazin
Chlorit	+					+		1. normal
	+					+		2. Glykol
	+					+		3. 500 °C
	+					+		4. Hydrazin
Smektit						+		1. normal
							+	2. Glykol
		+						3. 500 °C
					+			4. Hydrazin

Anlage Nr. 4

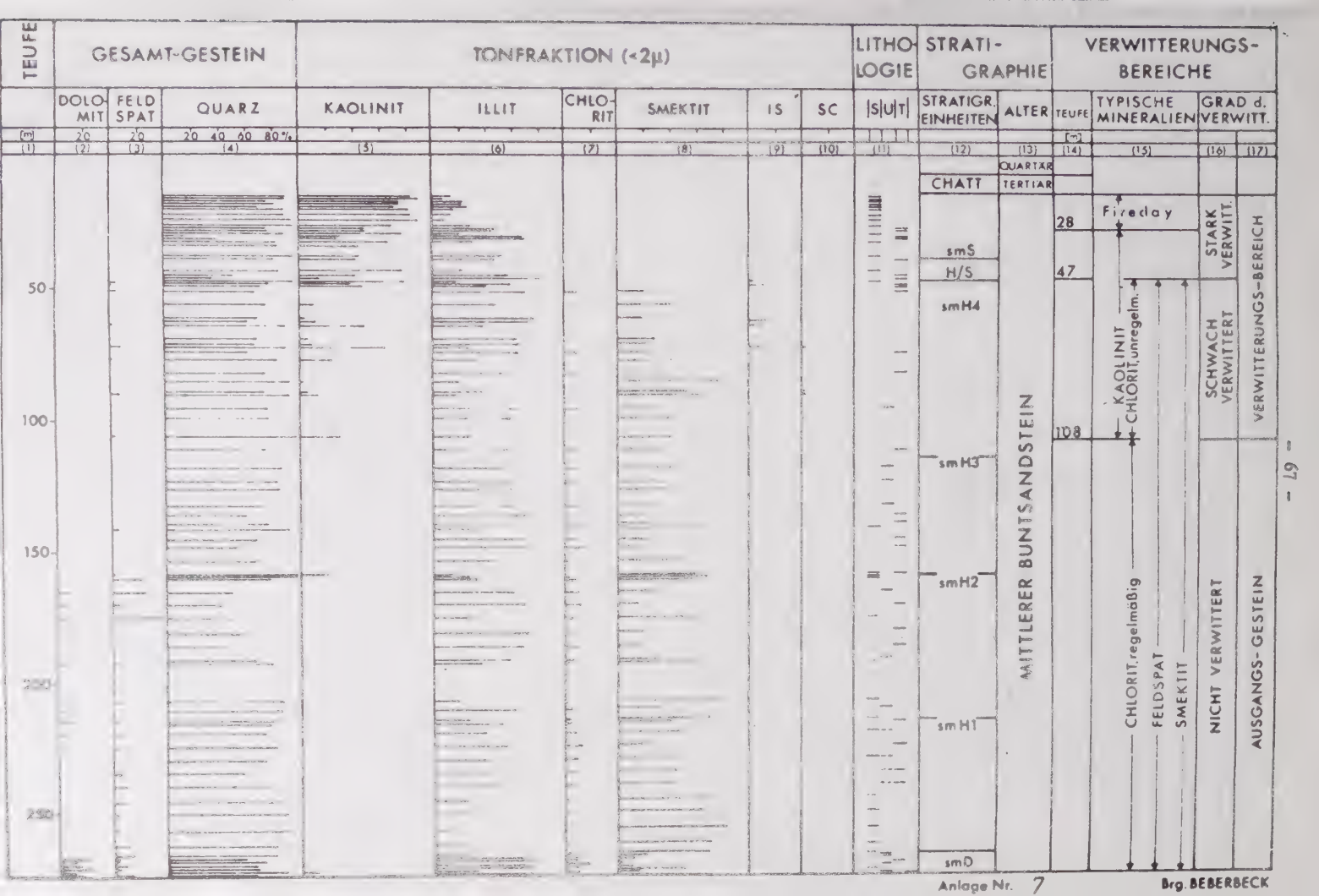
FORMATION		Anzahl der Probeneinheiten	Anzahl der untersuchten Proben	GESAMTGESTEIN (Peakhöhenverhältnisse = P%)														TONFRAKTION (Flächenverhältnisse = F%)								
				Dolomit	Kalzit	Siderit	Gips	Feldspat	Quarz	Kaolinit	Illit / Glimmer	Chlorit	Wechsellagerungen	Pyrit	Goethit	Hämatit	Gibbsit	Diaspor	Kaolinit	Illit	Chlorit	Corrensit	Smektit	Illit-Smektit-W.	Smektit-Kaolinit-W.	Illit-Chlorit-W.	Lepidokrokit
1		2	3	4	5	6	7	8	9	0	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
TERTIÄR	JUNGTERTIÄR-QUARTÄR	3	14					2	84	3	6	3	2						23	29	4	9	20		13		2
	Kasseler Meeressand (olo)	6	10		7		2	4	71	7	3		3	3					25	36			37	2			
	Rupelton (olm)	16	76	5	14	2	+	1	65	5	3		5						17	20			63				
	Melanienton (olu)	19	111	+	15	+	2	1	71	5	2	+	3	+	1	+			47	20	+	+	31	2			
	OLIGOZÄN	41	197	2	14	+	1	1	69	5	2	+	4	+	+	+			34	22	+	+	43	1			
	EOZÄN	31	150		+		+	1	78	15	2	+	1		3	1			78	17	+	+	1	4			
TRIAS (verwittert)	KEUPER	1	13					3	60	11	20	3	3						20	72	6			2			
	MUSCHELKALK	6	30	3	65				22	5	2		1		1	+	1	+	38	56	+	+		5		1	
	RÖT (so)	2	16			6		1	56	16	17		1		2	1			26	66			1	7			
	BUNTSANDSTEIN (smS)	1	86					1	82	11	6								65	35							
TRIAS (unverwittert)	KEUPER	2	36	19	21			1	41		12	3	3							61	8		6	25			
	MUSCHELKALK	5	31	3	69				28		4		5		1					81	8	11		+			
	RÖT (so)	16	77	26	3		7	2	44	1	10	5	2						1	56	16	12	15				
	BUNTSANDSTEIN (su+sm)	11	135	3	1		+	6	72	3	11	3	1						9	45	5	+	41	+			
Summe der untersuchten Proben:			785	Mittelwerte der röntgenographischen Ergebnisse																							

Anlage Nr. 5

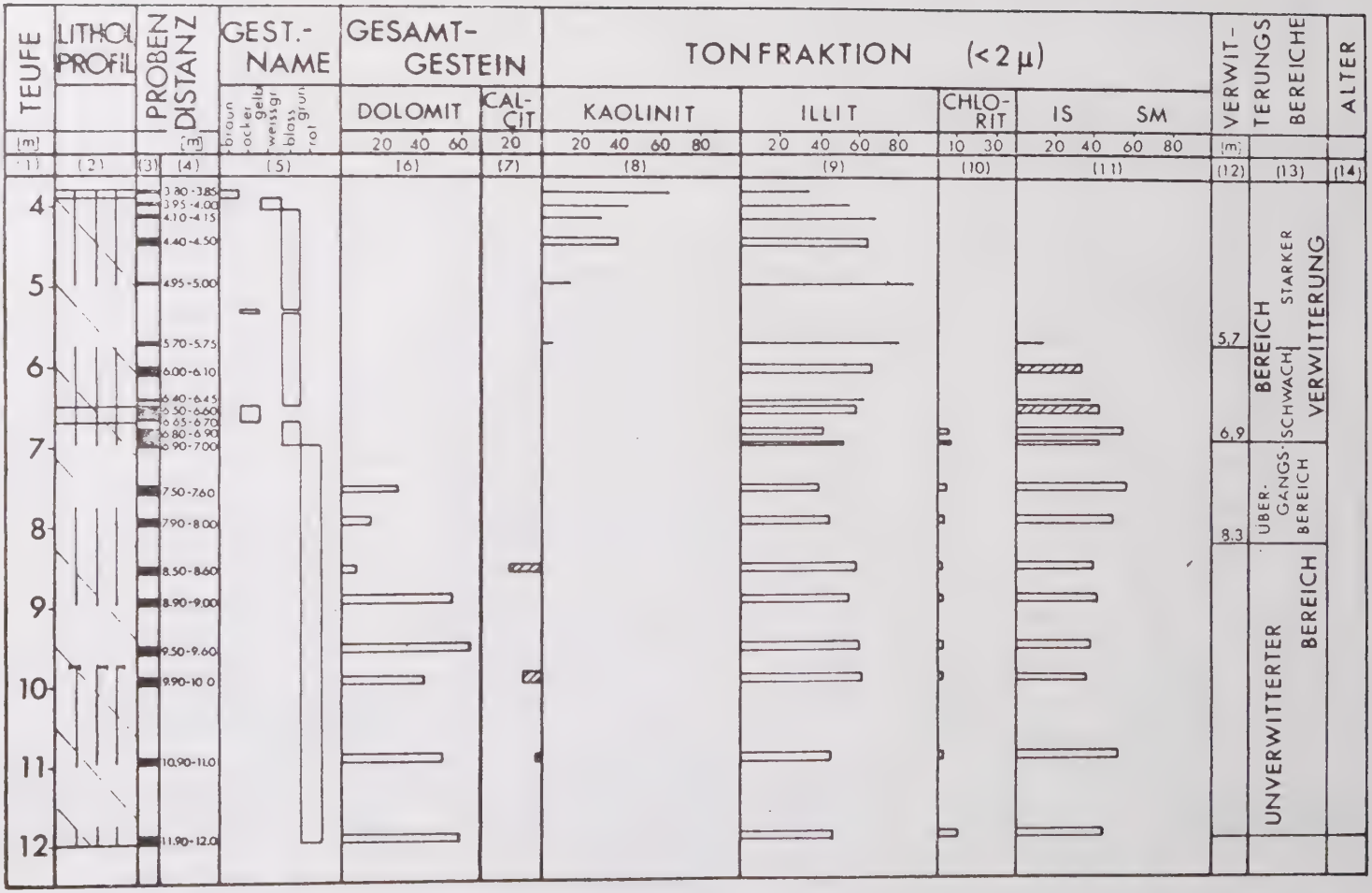


Mittelwerte der verschiedenen stratigraphischen Einheiten

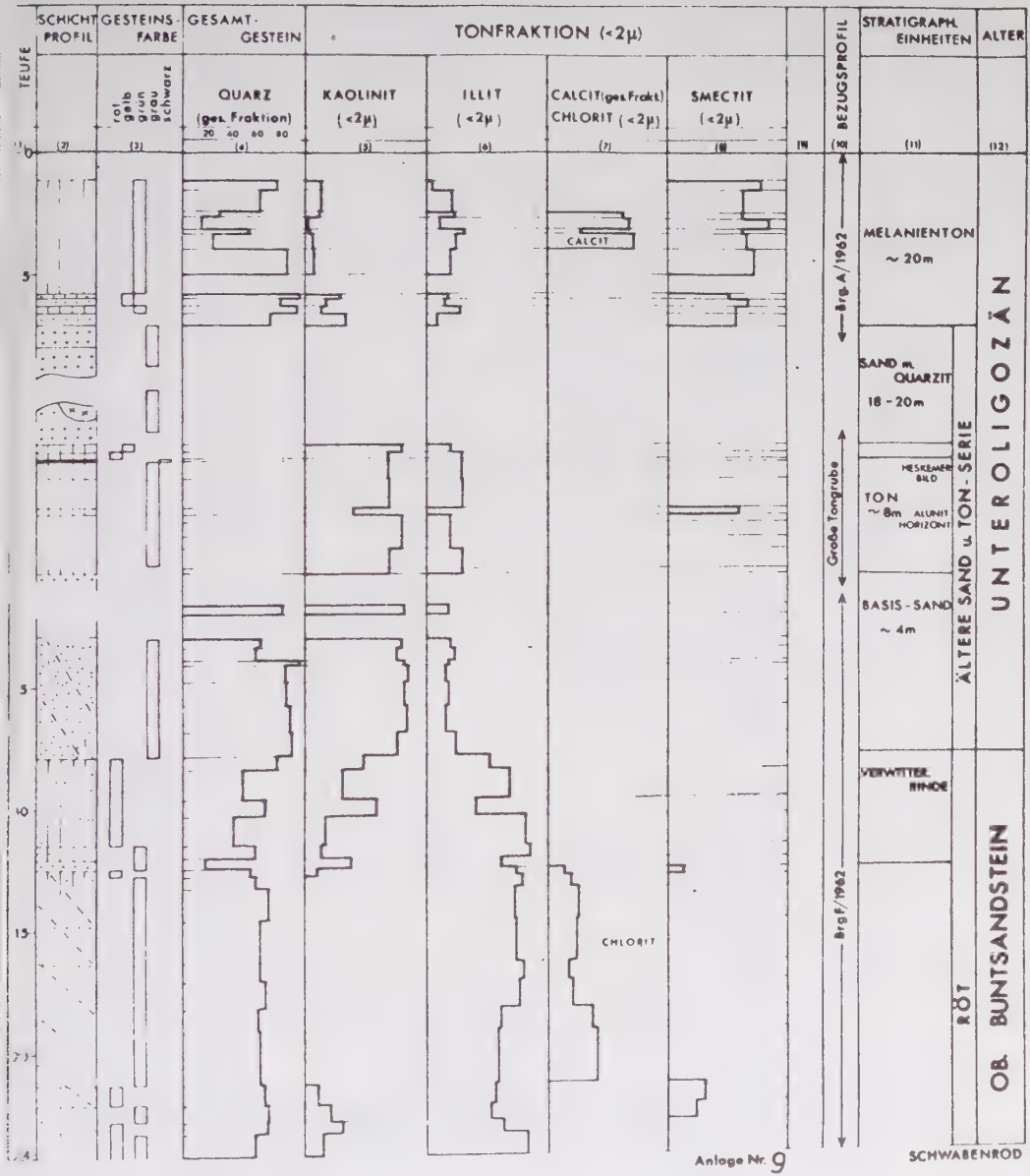
Anlage Nr. 6



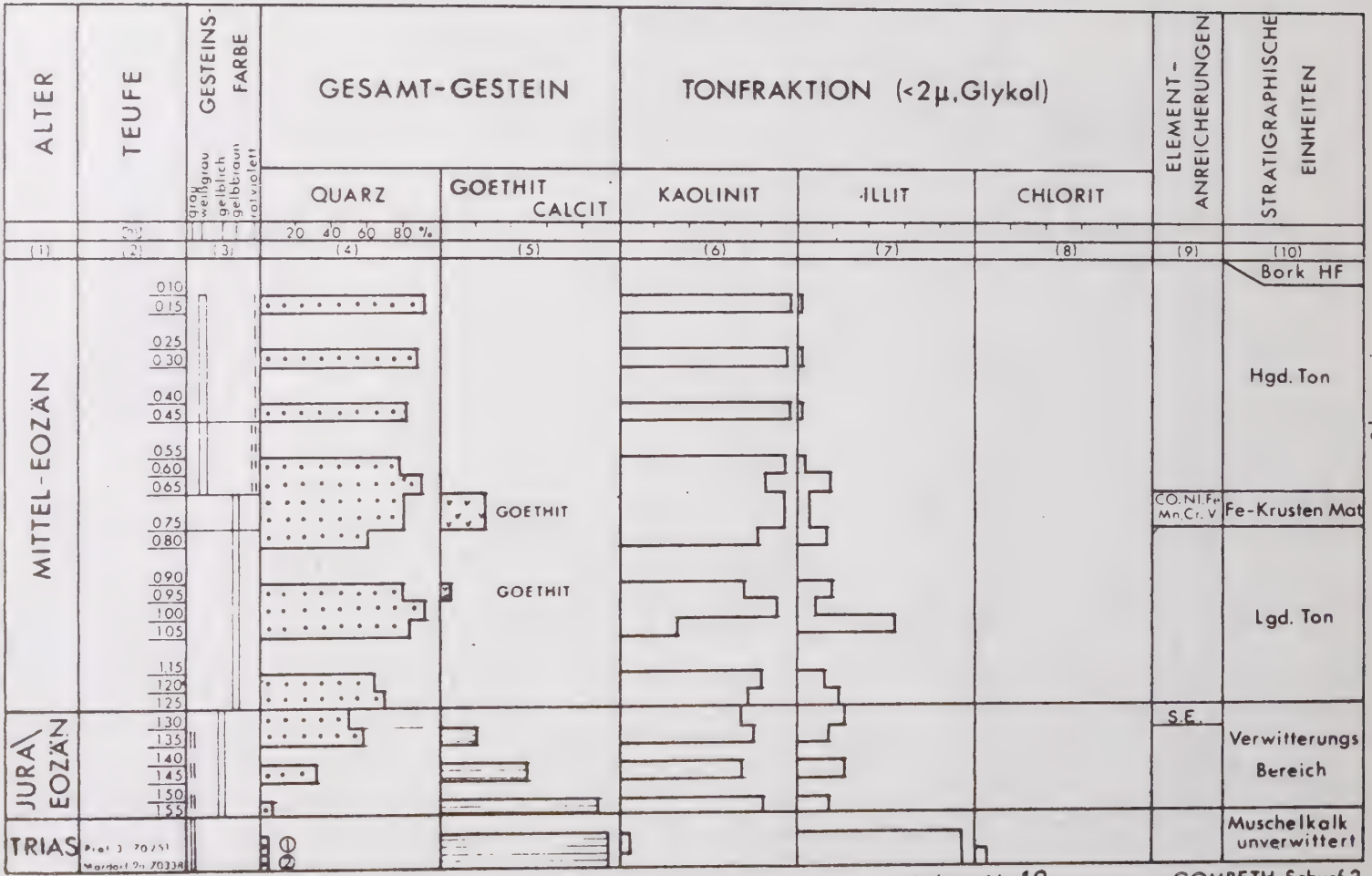
Anlage Nr. 7 Brg. BEBERBECK



Anlage Nr. 8 Brg. Werkel 31/1970

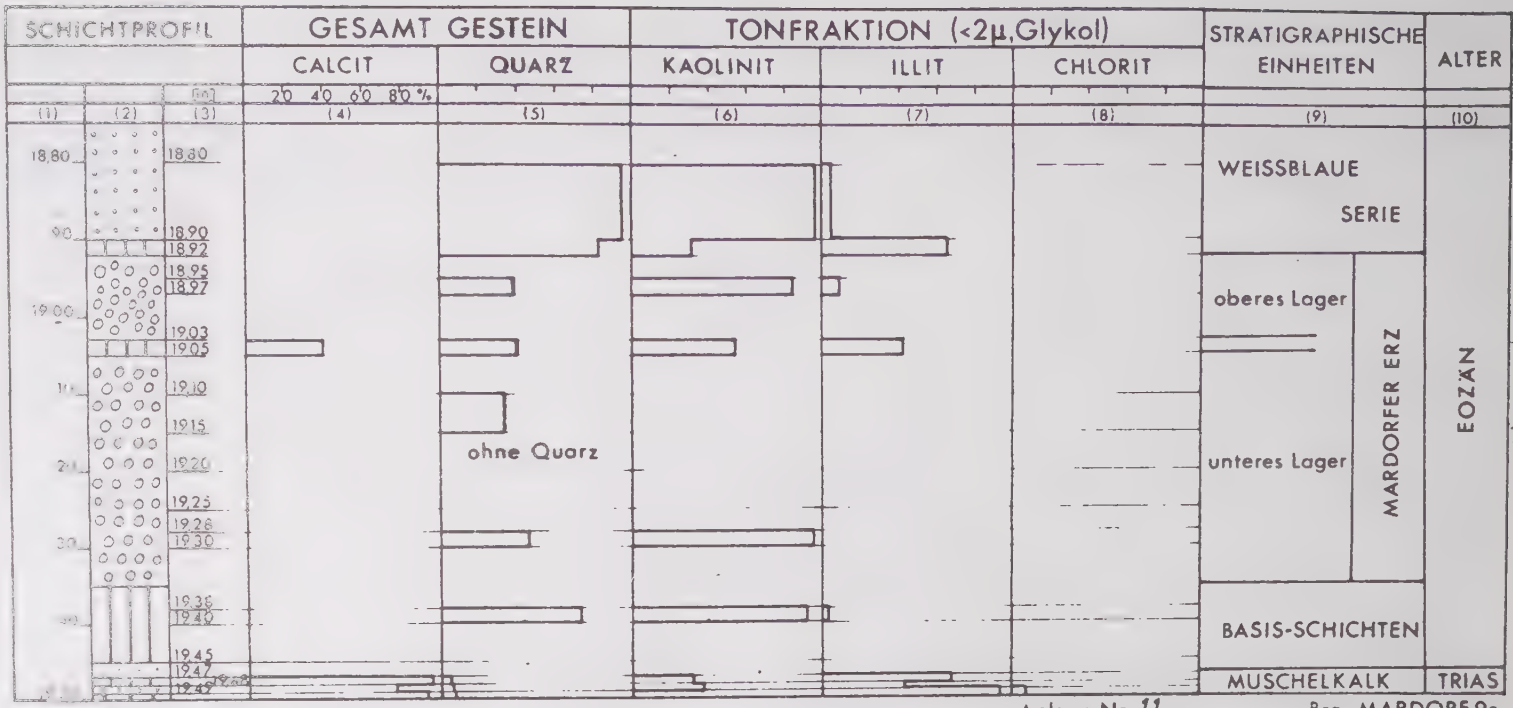

SCHICHT PROFIL
GESTEINS-FARBE
rot
gelb
grün
grau
schwarz
GESAMT-GESTEIN
TONFRAKTION (<2µ)
QUARZ (ges. Fraktion)
KAOLINIT (<2µ)
ILLIT (<2µ)
CALCIT (ges. Frakt.)
CHLORIT (<2µ)
SMECTIT (<2µ)
BEZUGSPROFIL
Brg A/1962
Grube Tongrube
Brg F/1962
STRATIGRAPH. EINHEITEN
ALTER
MELANIENTON
~ 20m
SAND m. QUARZIT
18 - 20m
HESSEMER BILD
TON
~ 8m
ALUNIT HORIZONT
BASIS-SAND
~ 4m
VERWITTER. ZONE
ÄLTERE SAND u. TON-SERIE
UNTEROLIGOZÄN
RÖT
OB. BUNTSANDSTEIN
CALCIT
CHLORIT
SCHWABENROD

Anlage Nr. 9



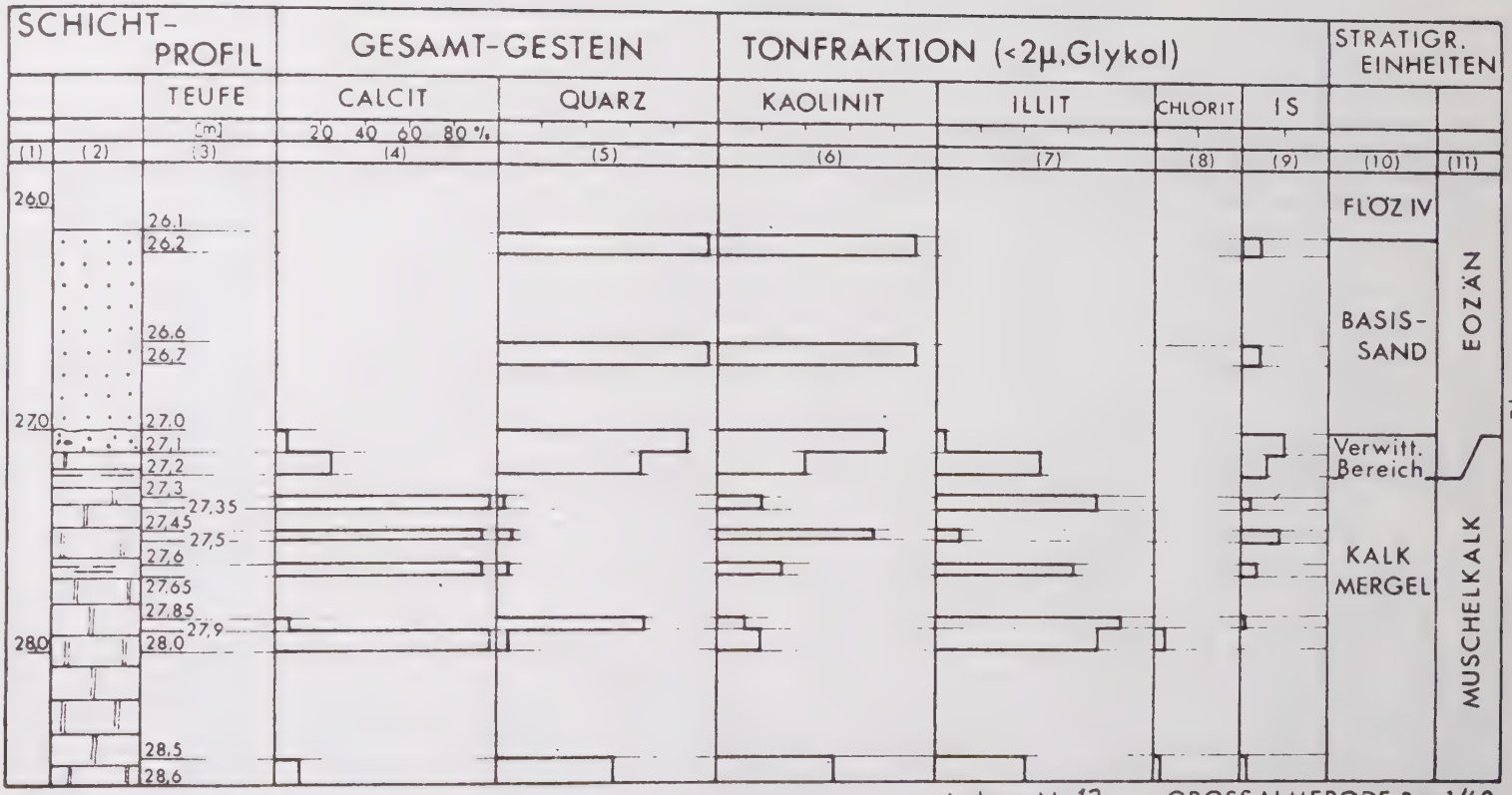
Anlage Nr. 10

GOMBETH, Schurf 2

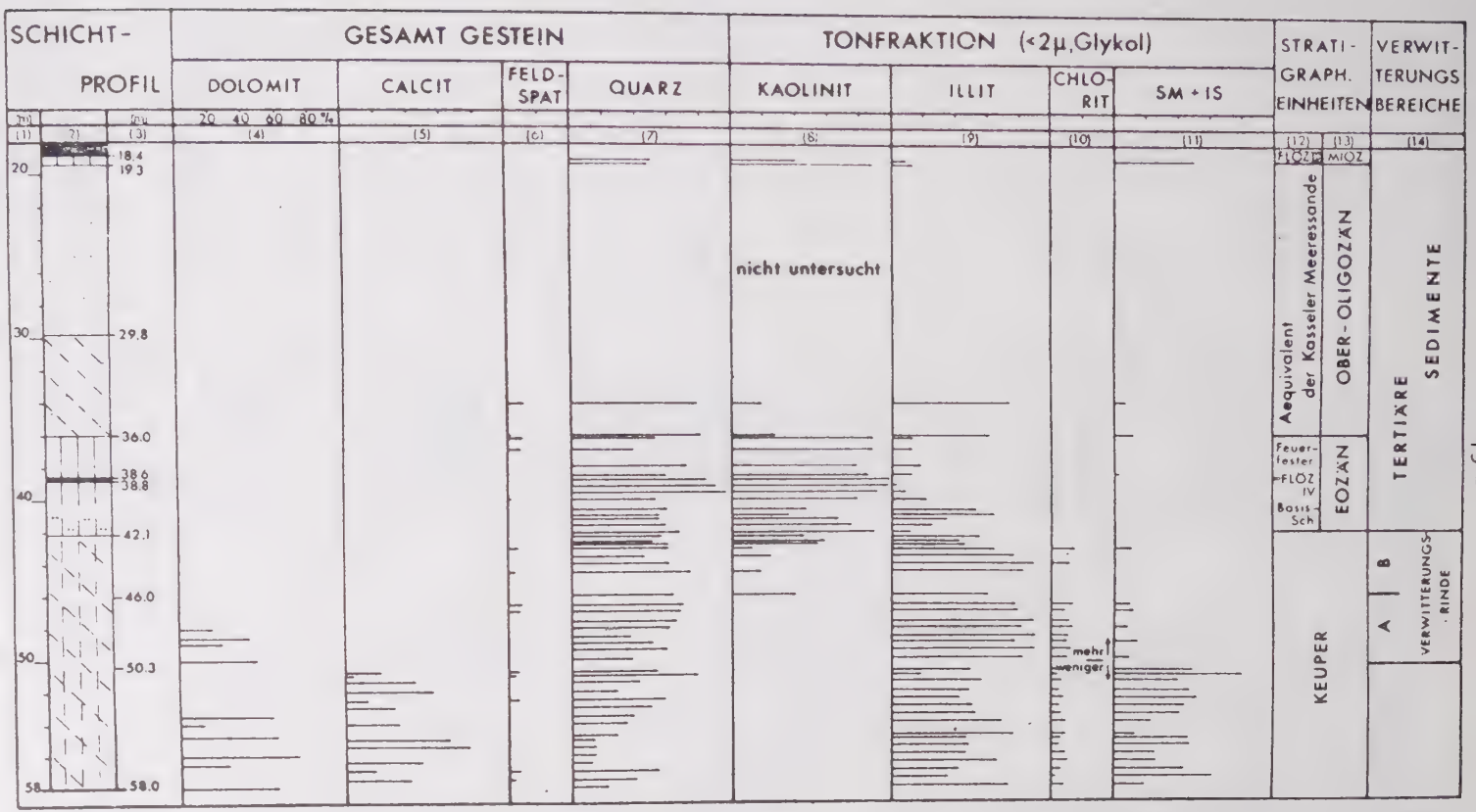


Anlage Nr. 11

Brg. MARDORF 9e

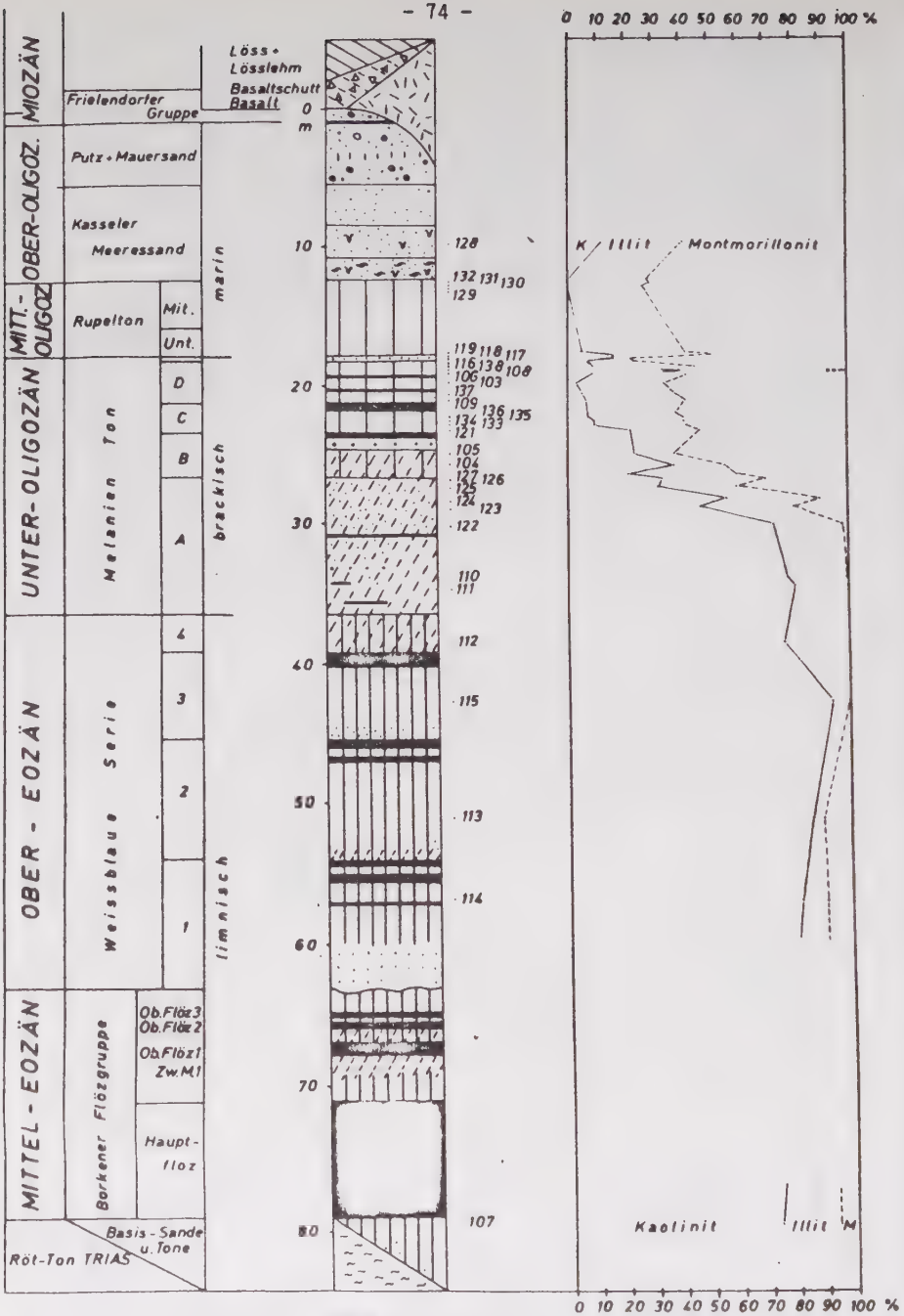


Anlage Nr. 12 GROSSALMERODE Brg. 1/68



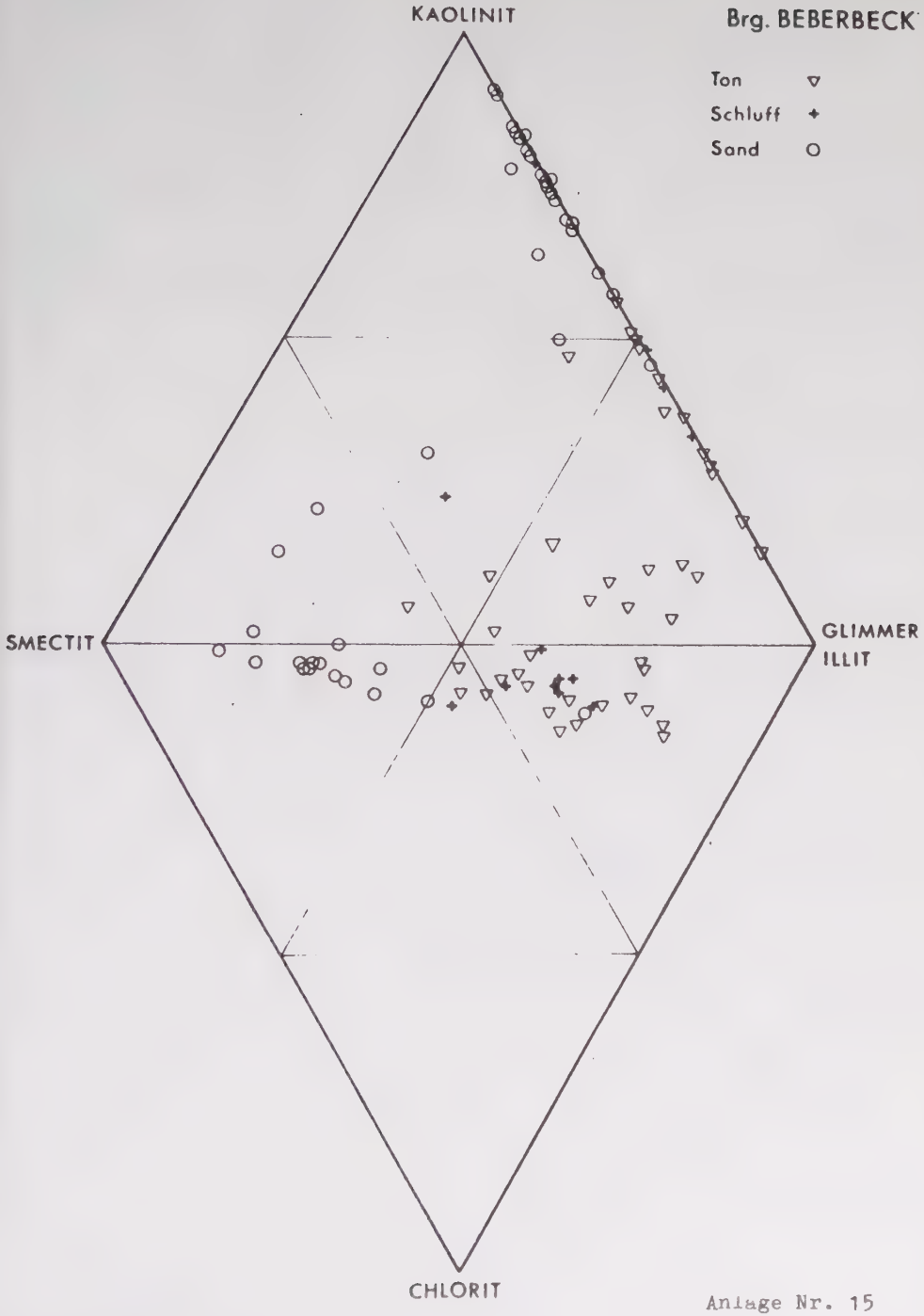
Anlage Nr. 13 Brg. Grossalmerode 11/1970

- Tonmineral - Bestand -



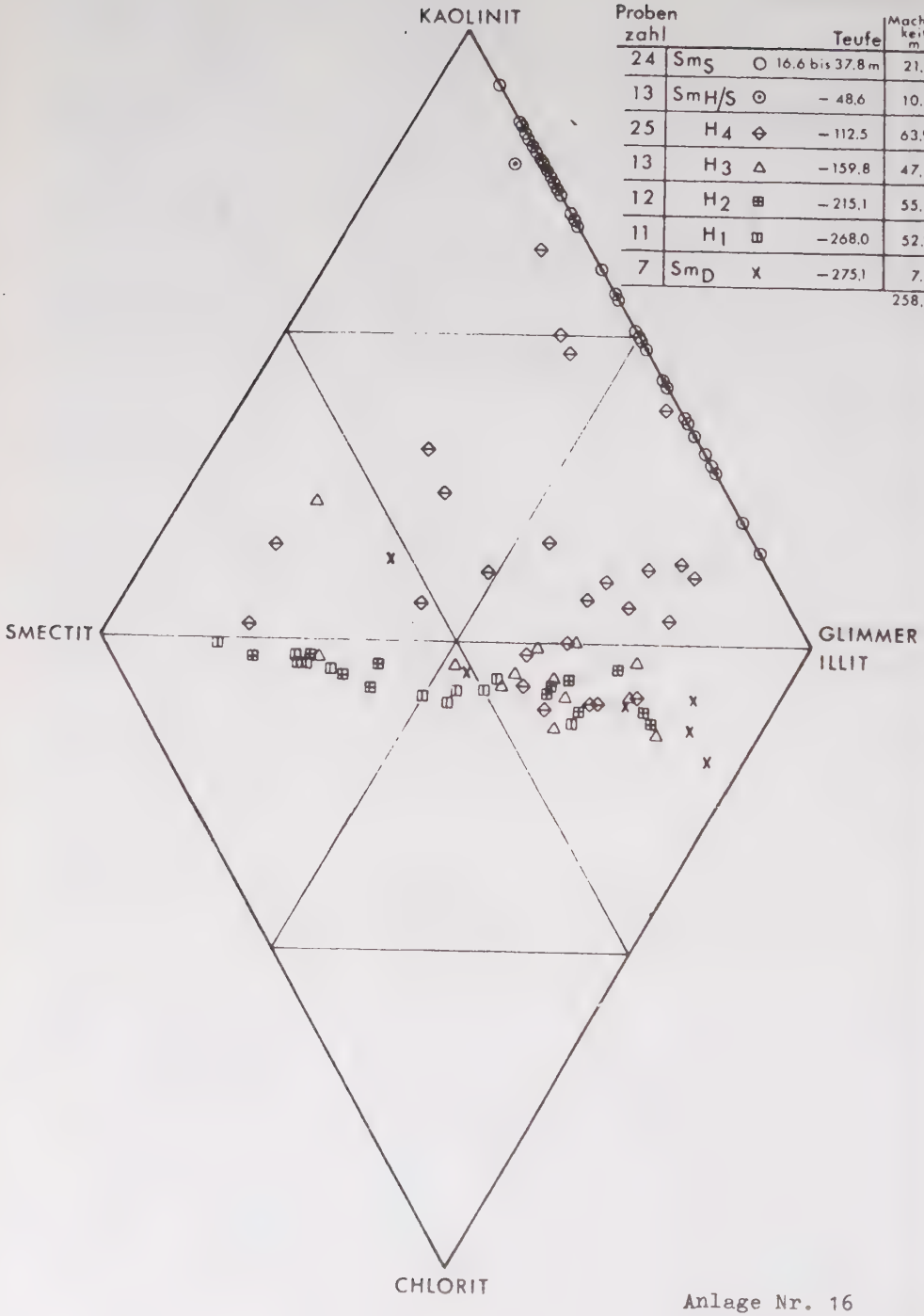
Schichtenfolge im Tagebau Altenburg IV bei Borken (Ritzkowski 1969) mit den Untersuchungsergebnissen

Anlage Nr. 14


KAOLINIT
Brg. BEBERBECK
Ton
Schluff
Sand
SMECTIT
GLIMMER
ILLIT
CHLORIT

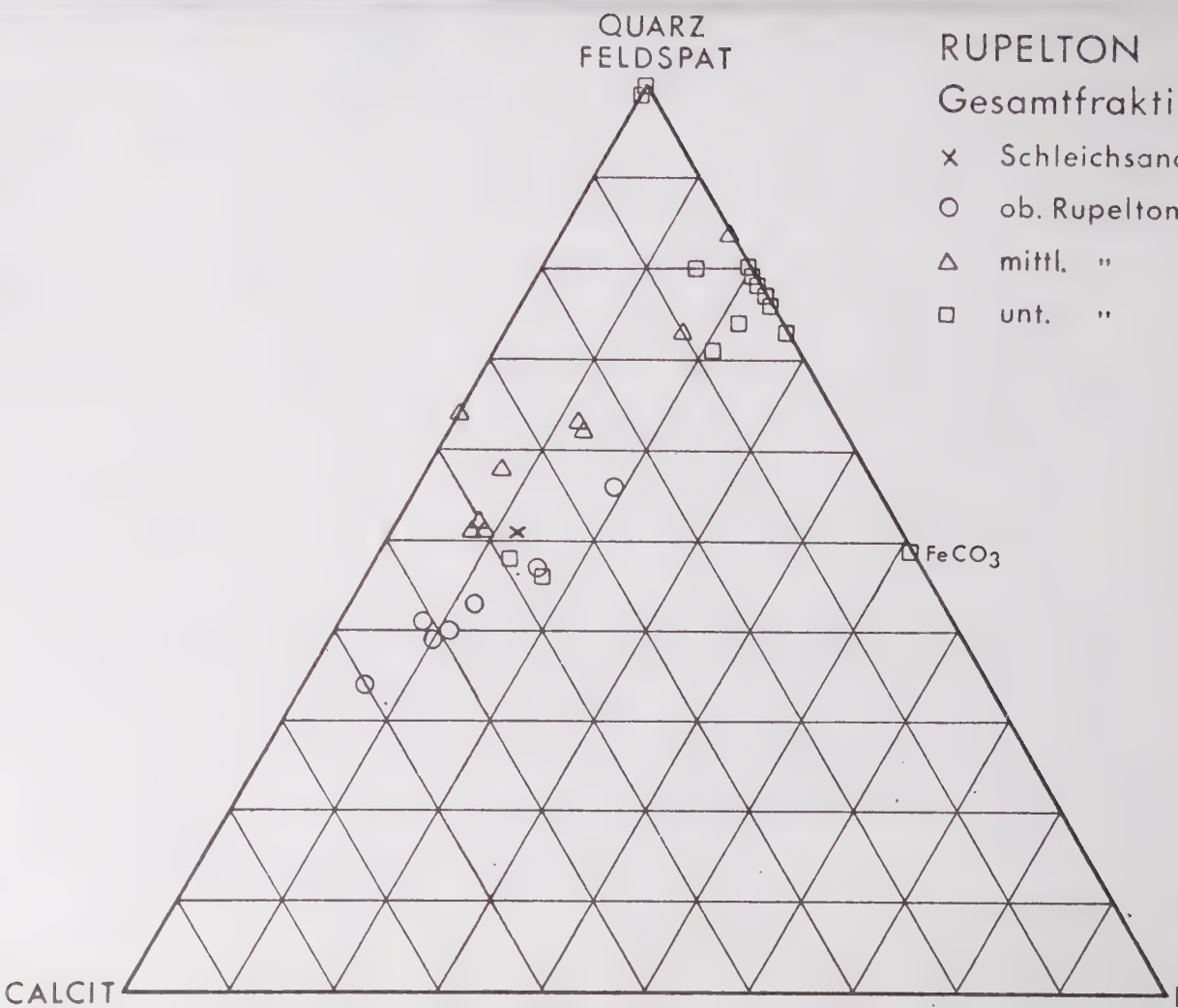
Anlage Nr. 15

Brg. BEBERBECK

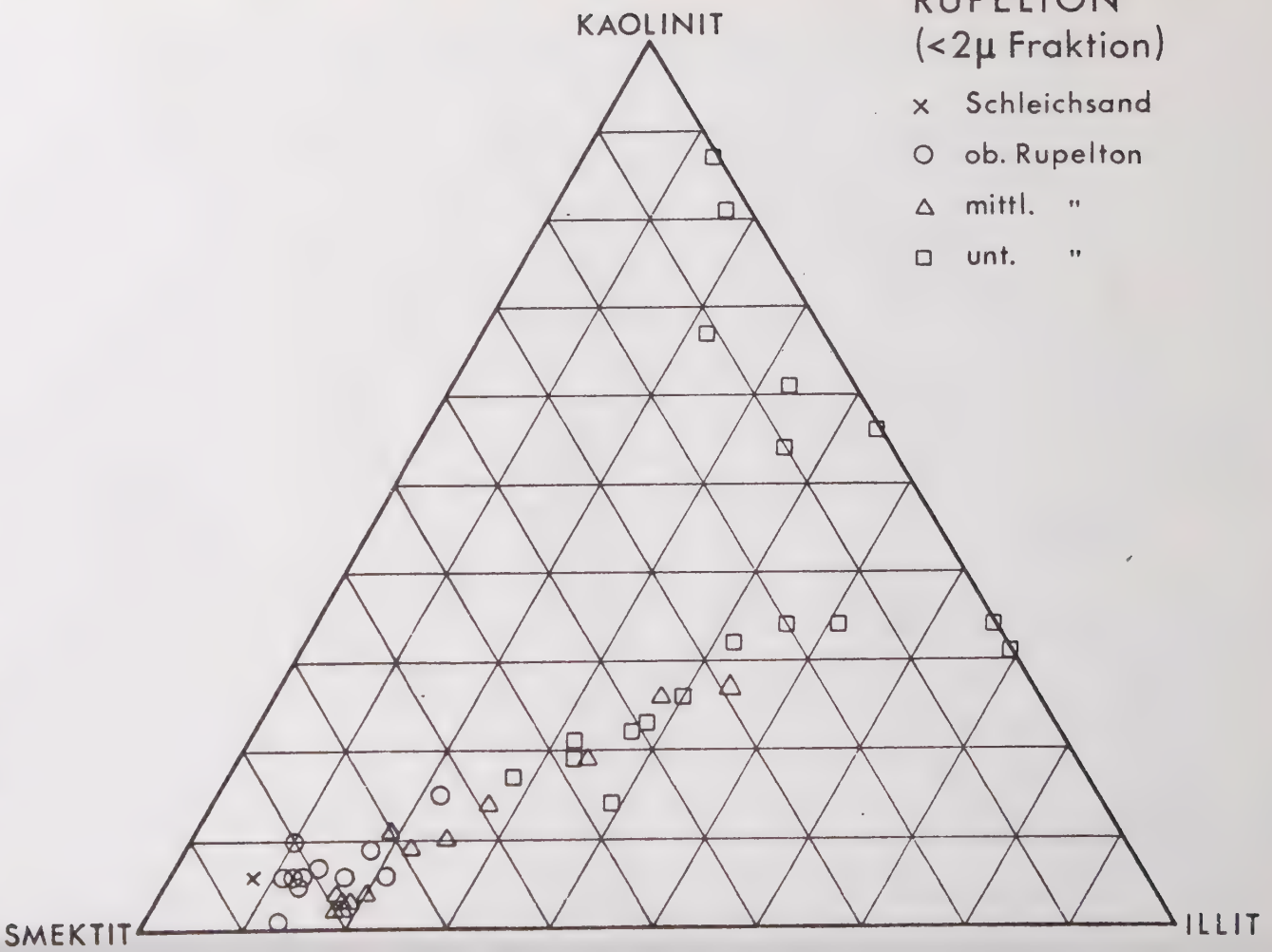


Proben zahl			Teufe	Mächtigkeit m
24	Sm_S	O	16.6 bis 37.8 m	21,2
13	$Sm_{H/S}$	⊙	– 48.6	10.8
25	H_4	◇	– 112.5	63,9
13	H_3	△	– 159.8	47,3
12	H_2	⊞	– 215.1	55,3
11	H_1	▯	– 268.0	52,9
7	Sm_D	X	– 275.1	7.1
				258,5

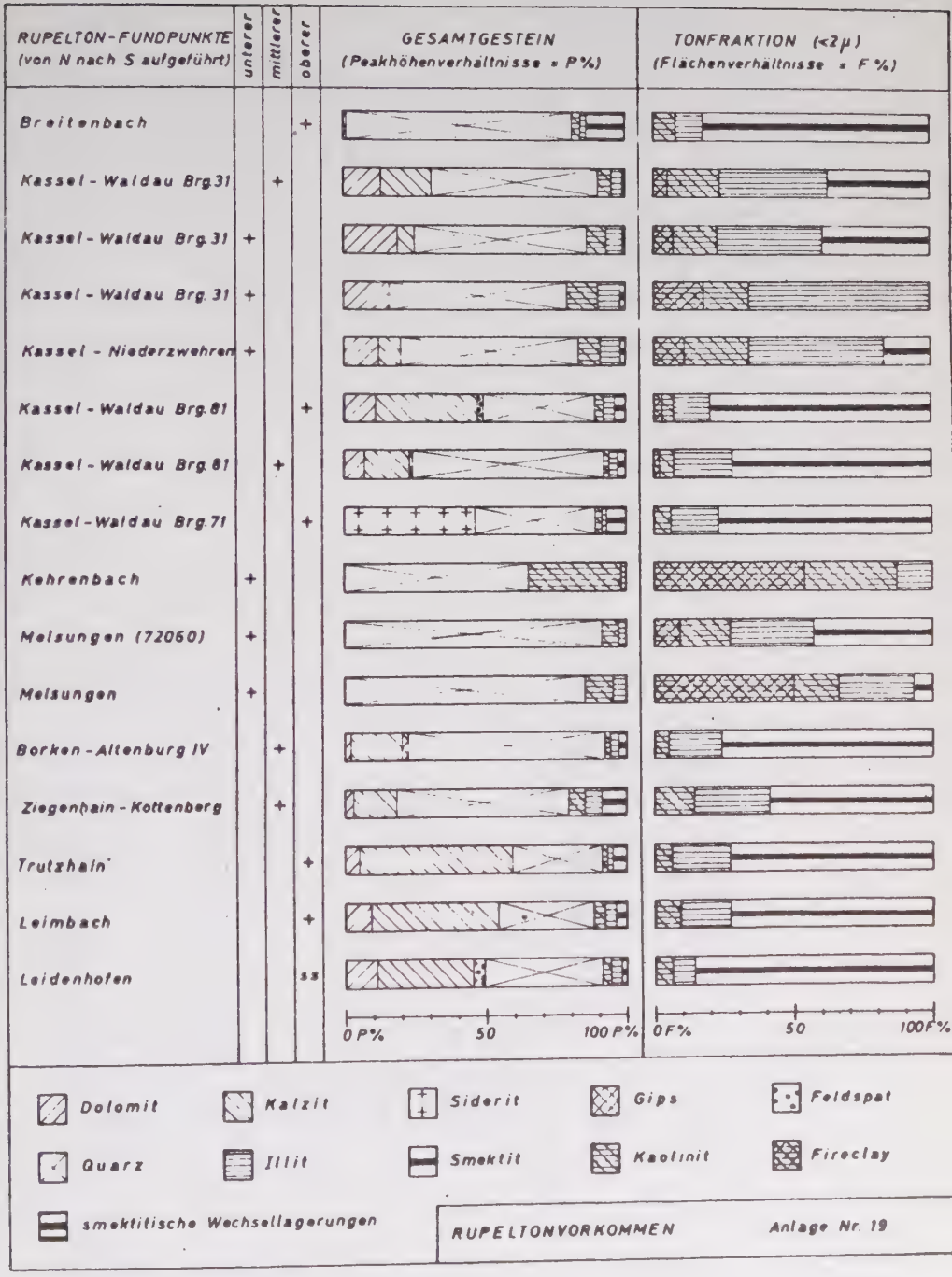
Anlage Nr. 16


QUARZ
FELDSPAT
RUPELTON
Gesamtfraktion (Tonfrei)
× Schleichsand
○ ob. Rupelton
△ mittl. "
□ unt. "
FeCO3
CALCIT
DOLOMIT

Anlage Nr. 17


KAOLINIT
SMEKTIT
ILLIT
RUPELTON
(<2µ Fraktion)
x Schleichsand
○ ob. Rupelton
△ mittl. "
□ unt. "

Anlage Nr. 18


RUPELTON-FUNDPUNKTE (von N nach S aufgeführt)
unterer
mittlerer
oberer
GESAMTGESTEIN (Peakhöhenverhältnisse = P%)
TONFRAKTION (<2µ) (Flächenverhältnisse = F%)
Breitenbach
Kassel - Waldau Brg.31
Kassel - Waldau Brg.31
Kassel - Waldau Brg. 31
Kassel - Niederzwehren
Kassel - Waldau Brg.81
Kassel - Waldau Brg.81
Kassel - Waldau Brg.71
Kehrenbach
Melsungen (72060)
Melsungen
Borken - Altenburg IV
Ziegenhain - Kottenberg
Trutzhain
Leimbach
Leidenhofen
ss
0 P%
50
100 P%
0 F%
50
100 F%
Dolomit
Kalzit
Siderit
Gips
Feldspat
Quarz
Illit
Smektit
Kaolinit
Fireclay
smektitische Wechsellagerungen
RUPELTONVORKOMMEN
Anlage Nr. 19

FUNDPUNKTE	PROBEN-NUMMER	STRATIGRAPHIE	RÖNTGENOGRAPHISCHE ERGEBNISSE												CHEMISCHE ANALYSENERGEBNISSE DER TONFRAKTION (Prozentgehalte der Oxydverbindungen)											TONFRAKTION (Gewichtsprozente nach IR und chem. Analysen)				
			GESAMTGESTEIN (Peakhöhenverhältnisse = P%)									TONFRAKTION (Flächenverhältnisse = F%)																			
			Dolomit	Kalzit	Feldspat	Quarz	Kaolinit	Illit	Chlorit	Wechsellag	Goethit	Kaolinit	Illit	Chlorit	Smektit	SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Fe_2O_3	FeO	Mn_3O_4	TiO_2	Na_2O	K_2O	Gewichtsverlust bei 1000 °C	Summe	Gewichtsverlust bei 100 °C	Quarz	Kaolinit	Illit	Chlorit	Smektit
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
BREITENBACH	71262	TERTIÄR Tuffit				79	3			18	+	6	3		91	46.9	17.1	5.56	2.1	11.1	0.7	0.152	3.62	0.14	1.49	9.73	98.71	8.73		11	7		82
	71257	Rupel				85	6			11		10	7		83	54.1	22.2	3.00	0.7	5.6	0.8	0.017	0.96	0.15	3.23	8.78	99.34	8.53	2	21	33		44
	71253	Tuffit				97				3		12	8		80	47.3	23.8	2.36	1.4	6.5	0.7	0.042	5.26	0.12	1.68	10.48	100.71	17.20	3	9	10		78
	71234	Rupel			3	96				1			5		95	59.9	17.8	2.90	0.8	7.2	0.5	0.063	0.63	0.17	3.91	6.54	100.40	8.81	7		41		52
ELBENBERG Brg. 2	71186	Rupel				64	12	13		12		8	11		81	50.6	22.8	2.64	1.8	6.3	1.3	0.033	2.71	0.17	3.11	8.32	99.71	5.43	5	11	31		51
BORKEN	69116	TERTIÄR (Unt. Oligozän) Melanienton D			2	88	4	2		4		13	5		82	53.6	22.8	2.32	0.4	8.5	0.5	0.022	0.29	0.27	2.63	8.12	99.51	4.95		5	24		71
Tagebau Altenburg IV	69136	C	61			30		3		6		15	12		73	55.6	20.1	3.25	1.3	8.4	0.5	0.039	0.21	0.26	3.00	7.14	99.82	8.71		5	29		66
	69125	A			3	95	1	1				45	13		42	49.3	26.1	1.55	0.2	5.4	2.0	0.044	1.01	0.31	3.12	11.11	100.04	2.96	3	19	31		37
SCHWABENROD Brg.	70303		68			16	3	3		10		3	11		86	52.0	18.3	3.09	2.0	11.6	0.4	0.073	0.52	0.51	2.47	8.36	98.94	11.40		5	22		73
A 162	70306					86				14		7	19		74	52.6	19.4	2.95	1.2	11.5	0.4	0.037	0.49	0.16	3.32	7.57	99.63	7.99		5	34		61
Tageb.	70015					63	11			26		15	10		75	50.0	18.0	1.76	0.2	17.7	0.7	0.017	0.40	0.17	3.36	7.99	100.10	6.33		8	35		57
HOMBERG	70036					59		6		35		4	18		78	54.8	20.5	2.43	1.1	8.0	0.6	0.022	0.70	0.21	3.30	6.79	98.42	3.71	10	4	34		52
LEIDENHOFEN	69403		23			53	8	3		13		16	11		73	54.0	20.7	3.50	1.3	8.3	0.5	0.023	0.57	0.20	3.18	8.02	100.25	4.53		10	32		58
GROSSALMERODE 11170	70102	KEUPER		4	4	78		10		4			17	4	79	51.6	21.4	6.64	0.7	5.1	0.4	0.035	0.76	0.27	5.23	6.89	99.00	4.39			62	4	34
BEBERBECK	71078	BUNTSANDSTEIN smH_4				93	1	4		2	+	2	20		78	49.0	24.5	1.90	0.8	11.0	0.7	0.050	0.45	0.46	5.05	6.09	100.00	5.06		1	59		40
	71109	smH_2	2		8	88		2	2				20	3	77	58.5	22.0	2.20	0.7	6.8	0.9	0.060	0.65	0.60	5.08	5.18	100.50	3.13	10		60	3	27
	71120	smH_1			4	96							16	1	83	59.0	21.0	2.70	0.8	5.3	0.7	0.040	0.40	0.47	4.98	4.74	100.10	3.65	8		58	1	33
ELGERSHAUSEN	71023	smS			12	88						19	7		74	57.5	22.3	3.27	1.2	1.5	1.1	0.035	0.86	0.22	3.43	6.97	98.34	5.68	4	10	36		50
VÖLKERSHAIN	71141	smV			8	87				5		11	5		81	56.9	21.1	2.19	0.6	4.8	0.6	0.023	0.37	0.16	2.46	8.13	100.23	6.99	5	10	21		64
	71172	su			9	89				2		17	10		73	54.8	23.4	2.77	1.1	4.4	1.0	0.024	0.56	0.34	3.51	7.08	98.96	5.74	3	14	37		46

Ergebnisse röntgenographischer, chemischer und infrarotspektroskopischer Untersuchungen an ausgewählten smektitreichen Proben

Anlage Nr. 23

Die Untersuchungen zu vorliegender Arbeit wurden am Sedimentpetrographischen Institut der Georg - August - Universität in Göttingen und am Institut de Géologie der Universität Louis Pasteur in Strasbourg durchgeführt.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte die Arbeit durch eine Sachbeihilfe.

Danksagung

Ich danke all denen, die meine Arbeit in irgend einer Weise durch Rat und Tat förderten.

Meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. H. Harder danke ich für sein reges Interesse und zahlreiche Diskussionsbeiträge, die wesentlich zur Erstellung der Arbeit in vorliegender Form beitrugen.

Ich danke Frau Dr. A. Heydemann und Herrn Dr. W. Flehmig, die durch ihre Diskussionsbemerkungen die Arbeit in vieler Hinsicht bereicherten.

Mein Dank gilt gleicherweise den Wissenschaftlern am Geologischen Institut der Universität in Strasbourg, vor allem den Herren Doktores Y. Besnus, M. Thiry, N. Trauth und F. Weber für ihre ständige Hilfsbereitschaft und ihr lebhaftes Interesse an den mineralogischen Ergebnissen des Probenmaterials aus der Niederhessischen Senke.

Besonders sei Herrn Dr. Miehe vom Kristallographischen Institut der Universität Göttingen für die Erstellung der EDV Programme gedankt, ohne deren Hilfe die Auswertung der zahlreichen Daten außerordentlich erschwert worden wäre.

Am aller herzlichsten sei aber an dieser Stelle Herrn Dr. S. Ritzkowski vom Geologischen Institut der Universität Göttingen gedankt, für die freundliche Beschaffung und großzügige Überlassung des gesamten Probenmaterials, sowie sein außerordentliches Intresse am Fortgang dieser Arbeit und seine ständige Bereitschaft zur Diskussion der auftretenden geologisch - mineralogischen Probleme.

Lebenslauf

Am 27. September 1941 wurde ich als Sohn des im höheren Reichsdienst beschaftigten Johannes Bühmann und seiner Ehefrau Else, geb. Riefling, in Blumenhagen, Kreis Peine (Hannover), geboren.

Ich besuchte die Volksschule in Blumenhagen von 1948 bis 1952 und die Oberschule in Peine von 1952 bis 1955. Aus gesundheitlichen Gründen mußte ich den Schulbesuch für knapp zwei Jahre unterbrechen. Von 1957 an war ich Schüler der Gunzelin - Mittelschule in Peine, an der ich 1959 die mittlere Reife erlangte. Anschließend setzte ich meine Ausbildung am Gymnasium in Uetze, Kreis Burgdorf, fort. Das verließ ich Ostern 1962 und begann eine vermessungstechnische Lehre. Am Ende desselben Jahres trat ich in das Gymnasium Adolfinum in Bückeburg ein, an dem ich im Mai 1965 am mathematisch - naturwissenschaftlichen Zweig die Reifeprüfung bestand.

Im SS 1965 immatrikulierte ich mich an der Universität Göttingen. Nach einem Semester wandte ich mich der Geologie / Mineralogie zu und legte die Diplom - Vorprüfung in Geologie im Herbst 1967 ab und die Diplom - Prüfung in Mineralogie zu Beginn des SS 1970 mit den Zusatzfächern Geologie und Geophysik.